

**UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI**

**RENOUVELLEMENT DES EAUX DU FJORD DU SAGUENAY**

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en océanographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences

PAR

**©MÉLANY BELZILE**

**Avril 2015**

**Composition du jury :**

**Dany Dumont, président du jury, Université du Québec à Rimouski**

**Daniel Bourgault, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski**

**Peter S. Galbraith, codirecteur de recherche, Institut Maurice-Lamontagne**

**Diane Lavoie, examinatrice externe, Institut Maurice-Lamontagne**

Dépôt initial le 19 décembre 2014

Dépôt final le 17 avril 2015

## UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

Service de la bibliothèque

### Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

À la mémoire de Gérard  
Drainville, pionnier de la re-  
cherche sur la dynamique du Sa-  
guenay. Il est décédé alors que  
je revisitais ses travaux de re-  
cherche, 45 ans plus tard.

Un problème sans solution est  
un problème mal posé.

- Albert Einstein

## ***REMERCIEMENTS***

Tout d'abord, je souhaite remercier les deux autres membres de mon équipe, Daniel et Peter. Ils ont été tous les deux très formateurs sur différents points importants en recherche. Je tiens à souligner leur présence et leur disponibilité tout au long de ma maîtrise. Tous deux rigoureux, ils amènent leurs étudiants à se dépasser et à faire un travail d'une grande qualité. Daniel a été un directeur diplomate, très pédagogique qui m'a montré l'importance de la vulgarisation et de la transmission de nos connaissances au grand public. Peter est un chercheur ayant une expertise impressionnante sur la compréhension de la dynamique des masses d'eau et il a énormément contribué à la compréhension de nos résultats.

Mes remerciements vont également à Dany Dumont et Diane Lavoie pour leur participation à l'évaluation de ce mémoire de maîtrise.

Enfin, je souhaite remercier toutes les personnes qui sont physiquement près ou loin de moi et qui m'ont soutenue de toutes les façons possibles : mes parents qui ont joué leur rôle de motivateur malgré leurs difficultés, ma grand-mère qui a su me chouchouter quand j'en avais besoin, mes collègues de lab., Fred, Yann, Philou et Alex, mes amis qui sont un peu ma 2e famille, Marylou, Julien, Robin, Gwen, Matthieu, Quentin, Gab, Kevin, Aurore, Julie, Audrey, Angy, Paul et Eva, Mélie, Anne-Marie, Lyzianne, Jess et Copain, My-Linh, Gab, Karine, Mik et Adris. Finalement, un merci tout spécial à Pierre-Arnaud qui a été littéralement un amour.

## **RÉSUMÉ**

Le fjord du Saguenay, localisé dans la région subarctique de l'est du Canada, a la particularité d'être connecté à un estuaire très énergétique plutôt que directement à l'océan. L'embouchure du fjord est située à la rencontre d'un chenal profond et d'un seuil de 20 m de profondeur qui limite les échanges d'eau entre le fjord et l'estuaire du Saint-Laurent. Cependant, les grandes amplitudes de marée à son embouchure ont le potentiel d'entraîner des eaux denses du Saint-Laurent à l'intérieur du fjord renouvelant ainsi les eaux des différents bassins. Dans le but d'avoir une meilleure compréhension de la dynamique et de la saisonnalité des renouvellements dans le bassin interne, deux mouillages y ont été déployés pour récolter les premières données de courant, sur toute la colonne d'eau et sur plusieurs mois, ainsi que des observations de température et de salinité à différentes profondeurs. L'un de ces mouillages n'a malheureusement pas pu être analysé en détail dû à la complexité de ses résultats et au manque de temps. Des profils ont été récoltés le long de section transversales (transects), couvrant plusieurs saisons et plusieurs années, ce qui a contribué à une meilleure compréhension de la distribution spatiale des masses d'eau dans le fjord. Les résultats montrent que la dynamique du fjord est plus complexe que ce qui avait été précédemment présenté dans la littérature. Un changement saisonnier abrupte dans la circulation du fjord a été observé à la mi-février. De plus, des renouvellements non-anticipés juste en-dessous de la thermohaline (~ 10 m de profondeur) ont été observés entre la fin de l'hiver et le milieu de l'été. En fonction des saisons, trois types de renouvellement peuvent être observés : renouvellements profonds à l'automne et au début de l'hiver suivis des renouvellements de sous-surface et enfin les renouvellements à des profondeurs intermédiaires pendant l'été. Le changement saisonnier abrupte observé au milieu de l'hiver ainsi que la variabilité saisonnière dans les profondeurs des événements de renouvellement peuvent être expliqués par le cycle saisonnier de salinité des eaux présentes au seuil, qui est lui-même influencé par la saisonnalité de la circulation estuarienne du Saint-Laurent. Nous avons estimé un temps typique de renouvellement du bassin interne de 2 mois, mais pouvant aller jusqu'à 6 mois maximum.

Mots clés : fjord, renouvellement, circulation, dynamique

## ***ABSTRACT***

The Saguenay Fjord, located in the subarctic region of eastern Canada, is different from most fjords because it is connected to an energetic tidal estuary rather than directly with the ocean. At its mouth, a shallow 20 m deep sill limits water exchanges with the deep (300 m) Lower St. Lawrence Estuary. However, the large tides at the fjord mouth have the potential to bring dense waters from the estuary into the fjord and renew the basins waters. To provide a clearer quantitative understanding of the inner basin renewal dynamics and seasonality, two moorings were deployed in the fjord. The moorings provided information on currents over almost the entire water column and over several months, as well as temperature-salinity at a few discrete depths. Unfortunately, due to the complexity of the results and to time constraints, one of the two moorings could not be analyzed in detail. Hydrographic temperature and salinity transects spanning multiple seasons and years were also collected and provide a better understanding of the distribution of water masses in the fjord. The observations show that the fjord dynamics are more complex than previously hypothesized, with an abrupt seasonal shift in the large-scale circulation pattern observed in mid-February. Moreover, unanticipated sub-surface renewals spreading just underneath the halocline ( $\sim 10$  m depth) occurred frequently between late-winter and mid-summer. Depending on the season, three types of renewal can be observed : deep renewals occurring in fall and early winter followed by sub-surface renewals and finally intermediate renewals in summer. The seasonal variability of the depth of renewal events and the circulation regime shift in winter may be explained by the salinity seasonal variability of the waters present at the sill, itself likely controlled by the seasonality of the St. Lawrence estuarine circulation. We estimate the renewal time of the inner basin to be typically 2 months but up to a maximum of 6 months.

Keywords : fjord, renewal, circulation, dynamics

## ***TABLE DES MATIÈRES***

REMERCIEMENTS . . . . .	ix
RÉSUMÉ . . . . .	xi
ABSTRACT . . . . .	xiii
TABLE DES MATIÈRES . . . . .	xv
LISTE DES TABLEAUX . . . . .	xvii
LISTE DES FIGURES . . . . .	xix
INTRODUCTION GÉNÉRALE . . . . .	1
ARTICLE I	
WATER RENEWALS IN A SUBARCTIC SEASONALLY ICE-COVERED FJORD . . . . .	13
1.1 Résumé . . . . .	13
1.2 Abstract . . . . .	14
1.3 Introduction . . . . .	15
1.3.1 Saguenay Fjord . . . . .	15
1.3.2 Early hypotheses and current understanding on renewal origin . . . . .	18
1.3.3 Objectives . . . . .	24
1.4 Datasets and Methodology . . . . .	24
1.4.1 Mooring . . . . .	24
1.4.2 CTD surveys . . . . .	26
1.4.3 Environmental parameters . . . . .	27
1.4.4 Historical observations . . . . .	27
1.5 Results . . . . .	28
1.6 Discussion . . . . .	38
1.6.1 Comparisons with previous studies . . . . .	38
1.6.2 New elements clarifying the circulation dynamics . . . . .	39
1.7 Conclusion . . . . .	46
1.8 Acknowledgments . . . . .	49
CONCLUSION GÉNÉRALE . . . . .	51



## ***LISTE DES TABLEAUX***

- 1    Détails des instruments mouillés. Les profondeurs des instruments sont moyennées  $\pm 2\sigma$  (où  $\sigma$  est l'écart type). Les instruments listés en italique n'ont pas fonctionnés mais sont inclus dans ce tableau pour montrer les plans des mouillages initiaux. . . . . 10
- 2    Instrumental details. Intrument depths are averages  $\pm 2\sigma$  (where  $\sigma$  is the standard deviation). . . . . 26

## ***LISTE DES FIGURES***

- 1    Carte de la bathymétrie du Saguenay montrant l'emplacement des mouillages ainsi que des exemples de transects : septembre 2011 et mars 2012 (premier panneau). Le mouillage A1 a été mouillé du 7 février 2011 au 1 août 2011 et B1 du 18 septembre 2011 au 16 juillet 2012. Coupe longitudinale du Saguenay avec instruments mouillés (deuxième panneau). . . . . 9
  
- 2    Summary figure that synthesizes the main model results of Bélanger (2003) for a summer renewal event. Day 0 is 21 July 1998. Tidally-averaged along-fjord current (left) ; tracer distribution associated with the arrival of new water (middle) ; tracer distribution initially filling the bottom of the inner basin and used here to illustrate how the arrival of new dense water can displace upfjord and upward water initially residing at the bottom (right). Figure adapted from Figures 31, 32 and 33 of Bélanger (2003), with permission from C. Bélanger. 22
  
- 3    Map of the Saguenay bathymetry showing examples of CTD stations (pink triangles are September 2011 station and green squares are March 2012 stations) and mooring location (black diamonds) (top panel). Weather station and tide gauge (red circles) are also on the map along with a historical moored CTDs at the sill (Bélanger, 2003, and Galbraith, P.S., DFO, pers. comm., yellow diamonds). Longitudinal section showing location of moored instruments (black square is historical CTD of Bélanger (2003)) (bottom panel). . 25
  
- 4    Observed temperature fields on 19-20 September 2010, 27 July 2011, 17-19 September 2011, 13 October 2011, 28 September 2012 and 23 July 2013. The fields were vertically smoothed over 5 meters. Current vectors have been added to the September 2011 and October 2011 panels, showing residual filtered currents over 6 m (only one out of two vertical averages are illustrated on these panels). The 'V' symbols on the top of the panels show the locations of the profiles. . . . . 29
  
- 5    Observed salinity fields on 19-20 September 2010, 27 July 2011, 17-19 September 2011, 13 October 2011, 28 September 2012 and 23 July 2013. The fields were vertically smoothed over 5 meters. Current vectors have been added to the September 2011 and October 2011 panels, showing residual filtered currents over 6 m (only one out of two vertical averages are illustrated on these panels). The 'V' symbols on the top of the panels show the locations of the profiles. . . . . 30

- 6 Observed temperature fields on 9 March 2011, 5 March 2012 and 5 March 2013. The fields were vertically smoothed over 5 meters. Current vectors have been added to the March 2012 panel, showing residual filtered current over 6 m (only one out of two vertical averages are illustrated on this panel). The ‘V’ arrows on the top of the panels show the locations of the profiles. . . . . 32
- 7 Observed salinity fields on 9 March 2011, 5 March 2012 and 5 March 2013. The fields were vertically smoothed over 5 meters. Current vectors have been added to the March 2012 panel, showing residual filtered current over 6 m (only one out of two vertical averages are illustrated on this panel). The ‘V’ arrows on the top of the panels show the locations of the profiles. . . . . 33
- 8 2011-2012 Monthly St. Lawrence river discharge (a). Saguenay river discharge (b). Tidal water level at Port Alfred (c). Daily wind direction and magnitude ( $\text{km h}^{-1}$ ) at Île Rouge (d). The red arrows highlight northeasterly winds and the red dots underneath are the arrows origin. Observed salinity at 60 m depth at the mooring position (e). Time series of the low-pass filtered along-shore currents ( $u$ ), at B1, superimposed by filtered isotherms (f). Positive currents correspond to downstream flow, or outflow ( $\text{cm s}^{-1}$ ). Time series of the same along-shore currents ( $u$ ) superimposed by filtered isohalines (g). The arrow symbols on the right hand side are the locations of the instruments providing temperature and salinity. . . . . 35
- 9 Same as the two bottom panels of Figure 8, the low-pass filtered along-shore currents at B1, to better highlight some circulation features discussed in the text (outward currents are positive). . . . . 36
- 10 Temperature (grey) and salinity (black) time series of moored CTDs on the sill at the fjord entrance at 36 m depth in 1998-1999 (Bélanger, 2003) (first panel) and in 2002-2003 (Galbraith, P.S., DFO, pers. comm.) (second panel). 41
- 11 Temperature field of the St. Lawrence estuary on the 5-6 March 2012 (left) and on the 20-24 September 2011 (right). The ‘V’ arrows on the top of the panels show the locations of the profiles. . . . . 42
- 12 T-S diagram of a CTD moored on the shallowest sill at 36 m depth during February 1999 (Bélanger, 2003). The contour lines are isopycnals. . . . . 43
- 13 T-S of CTD casts made in the Estuary (black dots) and near the sill (blue dots) during March hydrographic surveys from 2000 to 2013. . . . . 44
- 14 Schematic synthesis of the 3 types of renewal regimes in the Saguenay fjord ; deep renewals during fall and early winter (first panel), sub-surface renewals at the heart of winter (second panel) and intermediate renewals during summer (third panel). . . . . 47

15	Champ de température (premier panneau) et de salinité (deuxième panneau) de la sonde RBR du mouillage A1, près de Anse-Saint-Jean. . . . .	58
16	Série temporelle de la composante est-ouest des courants filtrés pour obtenir le cycle saisonnier. Les courants positifs correspondent à la direction est (premier panneau). Série temporelle de la composante nord-sud des courants filtrés pour obtenir le cycle saisonnier (deuxième panneau). Les courants positifs correspondent à la direction nord. . . . .	59
17	Représentation simplifiée de l'orientation des courants au mouillage A1. Le vecteur rouge correspond à la moyenne des courants entre 10 et 125 m de profondeur pour toute la durée de la série temporelle. Le vecteur mauve correspond à la moyenne des courants entre 125 et 240 m de profondeur pour toute la durée de la série temporelle. . . . .	60
18	Représentation 3D de la bathymétrie à Anse-Saint-Jean. The white diamond is the approximate location of the mooring. (agrandissement et modification de la Figure 6 de Locat et Levesque, 2009) . . . . .	61



## INTRODUCTION GÉNÉRALE

### Physique des fjords

Un fjord est une vallée façonnée par les glaciers, une zone de transition entre le milieu terrestre et le milieu marin, généralement caractérisée par la présence d'un ou de plusieurs seuils (Allen et Simpson, 1998). Ces seuils influencent grandement les propriétés physiques, chimiques et biologiques des masses d'eau se trouvant de part et d'autre de ceux-ci. Dans certains cas, ils limitent les échanges entre les eaux profondes des bassins internes et les eaux extérieures avoisinant l'embouchure du fjord (Allen et Simpson, 1998). La faiblesse de la dynamique profonde qui caractérise certains fjords peut créer des périodes de stagnation qui induisent des zones hypoxiques ou même anoxiques (Farmer et Freeland, 1983). C'est le cas par exemple de plusieurs fjords tels que Loch Ailort en Écosse (Gillibrand et al., 1996), Koljö et Gullmar en Suède (Nordberg et al., 2001; Filipsson et Nordberg, 2004) ainsi que Nitinat Lake au Canada (Pawlowicz et al., 2007). Cette carence en oxygène a d'énormes conséquences sur les espèces benthiques (Nordberg et al., 2001) et pélagiques (Ferentinos et al., 2010) qui ont besoin d'oxygène pour vivre.

Par contre, dans d'autres cas, comme celui du Saguenay, de fortes marées permettent, d'une part, d'entraîner périodiquement des eaux extérieures suffisamment denses et relativement bien oxygénées au-dessus des seuils et, d'autre part, de ventiler davantage les eaux du fjord en générant un écoulement turbulent au-dessus des seuils (Farmer et Freeland, 1983; Inall et Gillibrand, 2010). Ces deux mécanismes produisent alors l'effet inverse que celui discuté plus haut et favorisent l'oxygénation des eaux profondes.

Lors de ce brassage aux seuils, les températures et les salinités des masses d'eau sont modifiées, ce qui change leur densité ainsi que le parcours qu'elles auraient autrement suivi (Inall et Gillibrand, 2010). Si la densité des eaux mélangées demeure suffisamment élevée, elles plongeront tout au fond des bassins, autrement elles s'introduiront à la profondeur de

leur flottabilité neutre. Comme nous le verrons dans ce mémoire, plusieurs scénarios existent dans le fjord du Saguenay avec, selon les saisons, des renouvellements à différentes profondeurs.

Puisque le volume d'eau présent dans le fjord est conservé, ces arrivées d'eaux nouvelles doivent nécessairement être accompagnés de sorties de volumes égaux d'eaux qui se trouvaient déjà dans les bassins depuis un certain temps. C'est cette dynamique de remplacement que nous appelons un *renouvellement*. Les renouvellements peuvent être complets ou partiels dépendant du volume d'eau échangé, par rapport au volume total du fjord, lors de ces épisodes. Toutefois, la fréquence de ces événements varie considérablement d'un fjord à un autre (Geyer et Cannon, 1982). Le comportement des eaux profondes est contrôlé par la topographie, le forçage par le vent, les marées, les afflues d'eau douce ainsi que la structure verticale de densité des eaux à proximité de l'embouchure du fjord (Inall et Gillibrand, 2010). Les renouvellements peuvent être sporadiques et soudains (quelques jours) ou s'effectuer de façon presque continue pendant de longues périodes de plusieurs mois. Là encore nous verrons dans ce mémoire que le fjord du Saguenay est sujet à la fois à de forts événements de renouvellements épisodiques et à des renouvellements continus plus lents.

La circulation résiduelle des fjords est souvent schématisée de façon un peu simpliste comme étant de nature estuarienne caractérisée par une structure en deux couches ; une couche relativement chaude et peu saline en surface, provenant de ruissellement et de fonte de neige et de glaciers, se dirigeant vers l'embouchure du fjord et une deuxième couche plus froide et plus saline provenant des échanges avec les eaux adjacentes se dirigeant vers la tête du fjord (Inall et Gillibrand, 2010). Nous verrons ci-bas que cette simplification ne représente pas bien la circulation dans le Saguenay.

## Le fjord du Saguenay

Les apports considérables d'eau douce provenant de la rivière Saguenay (moyenne annuelle de  $1194 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (1944-1993); Bélanger, 2003) induisent une forte thermohalocline variant d'environ  $17 \text{ g kg}^{-1}$  et  $10^\circ\text{C}$  sur une dizaine de mètres. Cela crée une couche de surface bien distincte de quelques mètres d'épaisseur s'écoulant vers l'aval comme on le conçoit typiquement pour les fjords (Drainville, 1968). La circulation profonde est beaucoup plus complexe et montre une structure en plusieurs couches caractérisées par des courants allant en des directions opposées, tel que suggéré par les simulations numériques de Stacey et Gratton (2001) et Bélanger (2003), ainsi que par les quelques observations de courant de Bourgault et al. (2012). Nous nous intéresserons à ce système en multi-couches complexe et variable qui caractérise la circulation profonde.

Le Saguenay possède trois seuils majeurs, un grand bassin interne d'une profondeur maximale de 280 m en amont du fjord ainsi que deux plus petits bassins externes se trouvant plus en aval (Figure 1). Le seuil le plus près de l'embouchure possède une profondeur de seulement 20 m, ce qui limite considérablement les entrées d'eau de l'estuaire du Saint-Laurent dans le fjord. Les deux seuils les plus en amont ont des profondeurs de 120 et 60 m (Figure 1).

Le Saguenay a la particularité de se déverser dans un estuaire plutôt que directement dans l'océan. La morphologie en forme d'entonnoir de l'estuaire du Saint-Laurent favorise de grandes amplitudes de marée à l'embouchure du fjord (Bélanger, 2003). Celles-ci permettent aux eaux denses de l'estuaire, se trouvant à une profondeur plus faible que 100 m (Lavoie et al., 2000), d'être entraînées au-dessus du seuil peu profond et d'alimenter les eaux du fjord.



## Travaux antérieurs

Drainville (1968), pionnier de la recherche sur la dynamique du Saguenay, fut le premier à émettre l'hypothèse des renouvellements approvisionnés par l'estuaire. Cependant, n'ayant pas de profil de température et de salinité (CTD) en hiver, Drainville (1968) émit une seconde hypothèse sur la possibilité de renouveler localement les eaux profondes par de grandes convections hivernales. Toutefois, cette dernière hypothèse serait possible uniquement si la salinité des eaux de surface atteignait une valeur critique de  $26 \text{ g kg}^{-1}$  (Drainville, 1968). Lorsque la glace de mer se forme au début de l'hiver, du sel est rejeté dans les eaux de surface, ce qui augmente la densité en surface et peut rendre le milieu instable. Si les conditions deviennent ainsi instables, une convection prend alors forme dans la colonne d'eau ce qui a pour effet d'amener des eaux oxygénées plus en profondeur (Cottier et al., 2010). Un renouvellement des eaux profondes est possible si suffisamment de sel est rejeté en surface pour contrer l'effet de flottabilité que procure les eaux plus douces. Une décennie plus tard, Loucks et Smith-Sinclair (1975) ont réfuté cette hypothèse en constatant une grande stratification en salinité en avril, période qu'ils considéraient encore représentative des conditions hivernales. De plus, Chassé et Côté (1991) ont observé, à l'hiver 1986, une salinité d'au plus  $14 \text{ g kg}^{-1}$  en surface. Selon l'hypothèse de Drainville (1968), cette valeur ( $< 26 \text{ g kg}^{-1}$ ) n'est pas suffisante pour permettre les convections. En 2010, lorsque les premiers profils CTD sous couvert de glace ont été récoltés, Bourgault et al. (2012) ont pu observer une stratification aussi forte en hiver, sinon plus, qu'en été. Cette forte stratification a pour effet de prévenir la convection de sorte que Bourgault et al. (2012) ont également réfuté l'hypothèse de Drainville (1968). Par contre, au cours des 40 dernières années, plusieurs études ont démontré la première hypothèse de Drainville (1968); des renouvellements s'effectuant à partir des eaux denses de l'estuaire du Saint-Laurent qui, avec les courants de marée, passent par-dessus les seuils (Therriault et Lacroix, 1975; Seibert et al., 1979; Therriault et al., 1984; Stacey et Gratton, 2001; Bélanger, 2003).

L'étude de Bélanger (2003) a été la première étude d'envergure à s'intéresser aux renouvellements d'eau profonde dans le bassin interne du Saguenay. Il a basé ses observations sur des augmentations de densité enregistrées par une sonde CTD mouillée à 260 m de profondeur dans le bassin interne entre juin 1998 et mars 1999. D'après ses résultats, des renouvellements profonds ont eu lieu en été, durant le mois d'août. Malgré le fait que les événements de renouvellement estivaux soient moins longs et présentent des augmentations de densité moins élevées que ceux de l'automne et de l'hiver, 39.4% du bassin interne aurait été renouvelé à la fin du mois d'août 1998. Cette valeur a été calculée à partir de données hydrographiques donnant une estimation de la profondeur à laquelle les eaux profondes auraient été déplacées par les renouvellements. Selon son interprétation, lorsqu'un renouvellement profond survient, les eaux qui se trouvaient préalablement au fond du fjord sont déplacées et poussées vers le haut par l'intrusion plus dense (illustré numériquement, Figure 2, traceur 2). Bélanger (2003) a donc observé des changements dans les propriétés physiques des masses d'eaux sur toute la colonne d'eau.

Bélanger (2003) a également observé, dans les données hydrographiques, des renouvellements partiels de plus faible densité qui correspondent à des intrusions entre 70 et 110 m de profondeur. Ces renouvellements intermédiaires ont eu lieu plus tôt dans l'été, avant les renouvellements profonds. Ce type de renouvellement intermédiaire a été observé dans plusieurs autres études (Drainville, 1968; Loucks et Smith-Sinclair, 1975; Sundby et Loring, 1978) et présente une grande variabilité en terme d'épaisseur (40 m à 100 m), de profondeur (centré entre 40 m à 95 m de profondeur) et de température (1°C à 4°C) (Drainville, 1968; Taylor, 1975; Sundby et Loring, 1978; Seibert et al., 1979; Bélanger, 2003; Bourgault et al., 2012).

Les simulations numériques de Bélanger (2003) ont amené une meilleure compréhension des modifications de la circulation induites par les renouvellements. Comme expliqué précédemment, lorsqu'un renouvellement se produit, un courant compensateur sortant est créé. Dans le modèle de Bélanger (2003), ce courant se trouve entre 20 et 70 m de profondeur et il

domine généralement sur la circulation estuarienne des premiers mètres. Dans le cas d'une intrusion à une profondeur intermédiaire, le courant de compensation se retrouve au-dessus et en-dessous du renouvellement.

Un autre objectif de l'étude de Bélanger (2003) était d'identifier les facteurs influençant la fréquence de renouvellement. La densité des eaux présentes au seuil ainsi que la turbulence dans le fjord sont les deux facteurs majeurs déterminant la fréquence des renouvellements. Cependant, dépendant de la saison, les facteurs environnementaux peuvent également avoir un impact sur la fréquence et la durée des renouvellements. En été, Bélanger (2003) a constaté, dans ses observations comme dans ses simulations, que les épisodes de vent provenant du nord-est, au-dessus de l'estuaire, pouvaient empêcher les renouvellements profonds d'avoir lieu. Ces vents favoriseraient une accumulation d'eau douce en surface à l'entrée du fjord et décélèreraient l'écoulement du fjord vers le Saint-Laurent. La densité des eaux disponibles au seuil pour renouveler le bassin interne ne serait donc plus assez élevée pour plonger vers les profondeurs du bassin. Toutefois, les événements de renouvellement de l'automne et de l'hiver sembleraient contrôlés par les cycles de vive-eau/morte-eau (Bélanger, 2003).

Il semble maintenant bien acquis que les renouvellements du bassin interne proviennent du Saint-Laurent et subissent un mélange turbulent aux seuils. Des hypothèses ont été émises sur la composition des eaux profondes se trouvant dans les bassins du Saguenay (Drainville, 1968; Loucks et Smith-Sinclair, 1975; Seibert et al., 1979). En interprétant le diagramme T-S de Drainville (1968), Loucks et Smith-Sinclair (1975) ont calculé une proportion de 90% de la couche intermédiaire froide (CIF) du Saint-Laurent et 10% des eaux de surface du Saguenay dans les eaux des bassins externes. Plus récemment, une étude utilisant la matière organique dissoute comme traceur, a trouvé une proportion de 94% de la CIF et 6% de la rivière Saguenay dans les eaux profondes du bassin interne (Xie et al., 2012).

## Motivations

Bien qu'il y ait des évidences claires que le Golfe du Saint-Laurent ait subi de la variabilité climatique au cours des 30 dernières années, telle qu'une augmentation de la température des eaux de surface ( $0,5^{\circ}\text{C}$  par décennie entre 1982 et 2011, Galbraith et al., 2012) ou une diminution du couvert de glace (1% par année sur la même période, Bourgault et al., 2012), les connaissances hivernales limitées du fjord et le manque de monitoring à long terme ne nous permettent pas d'évaluer les impacts des changements climatiques sur ce dernier. À notre connaissance, avant la présente étude, aucune observation de courant n'avait été recueillie sur une période plus longue que quelques jours dans le bassin interne du Saguenay. La majorité des études se sont concentrées sur les bassins externes (Therriault et Lacroix, 1975; Seibert et al., 1979; Therriault et al., 1984; Saucier et Chassé, 2000; Janes, 2008; Baschek et Jenkins, 2009). Jusqu'à aujourd'hui, les seules indications disponibles sur la circulation à grande échelle du fjord étaient les simulations numériques de Bélanger (2003). De plus, à cause de la complexité du travail sur le terrain en hiver, la majorité des collectes de données ont été faites entre avril et novembre, laissant un grand trou de plusieurs mois dans le savoir.

## Hypothèses et objectifs

En comparant les propriétés T-S estivales et hivernales, Bourgault et al. (2012) ont proposé deux hypothèses sur la saisonnalité des renouvellements. Lors du premier profil CTD sous couverture de glace, à l'hiver 2010, ils ont observé une couche intermédiaire chaude, entre 20 et 60 m de profondeur, qu'ils ont appelé l'Eau intermédiaire du Saguenay (*Saguenay intermediate water (SIW)* en anglais). Ils ont émis l'hypothèse que cette couche serait le résiduel d'une couche plus épaisse et plus chaude formée l'été précédent. Cette masse d'eau serait composée d'un mélange de la couche intermédiaire froide du Saint-Laurent et de la couche de surface du Saguenay. Toutefois, ce mélange ne permettrait pas à cette eau nou-

vement produite d'atteindre la densité suffisante pour alimenter les profondeurs du bassin interne. Cette masse d'eau s'insérerait alors lentement et continuellement au fil de l'été à une profondeur intermédiaire. Bourgault et al. (2012) ont aussi émis l'hypothèse que cette couche intermédiaire serait érodée pendant l'hiver et mélangée avec les entrées d'eaux froides de l'estuaire. Le mélange très froid et salin formerait l'Eau profonde du Saguenay (*Saguenay deep water (SDW)* en anglais) et acquerrait une densité suffisante pour renouveler les eaux profondes du Saguenay.

Les hypothèses précédentes sur la saisonnalité de la circulation intermédiaire et profonde du fjord ne sont basées que sur des interprétations de quelques profils de température-salinité et de diagrammes T-S. L'objectif principal de la présente étude est donc de tester ces deux hypothèses, à l'aide de mesures directes de courants, dans le but d'obtenir une meilleure compréhension quantitative de la dynamique et de la saisonnalité du fjord. Le second objectif est de parvenir à estimer le temps de renouvellement des eaux du bassin interne à l'aide des vitesses enregistrées par les courantomètres.

## Méthodologie

Deux mouillages comprenant des courantomètres à effet Doppler (ADCP) et des sondes CTD ont été déployés dans le bassin interne du Saguenay en 2011-2012 pour recueillir les premières données physiques sous couvert de glace et sur plusieurs mois (Figure 1). Les détails de ces mouillages sont présentés dans le Tableau 1. De plus, pour avoir une représentation spatiale de la structure des champs de température-salinité, neuf transects CTD ont été fait le long du fjord à différents moments de l'année entre 2010 et 2013 (Figure 1). Toutes les données, récoltées soit par bateau ou par hélicoptère, sont archivées dans le système de gestion des données (SGDO) de l'Institut des sciences de la mer de Rimouski (ISMER) et dans celui du ministère des Pêches et des Océans (MPO).

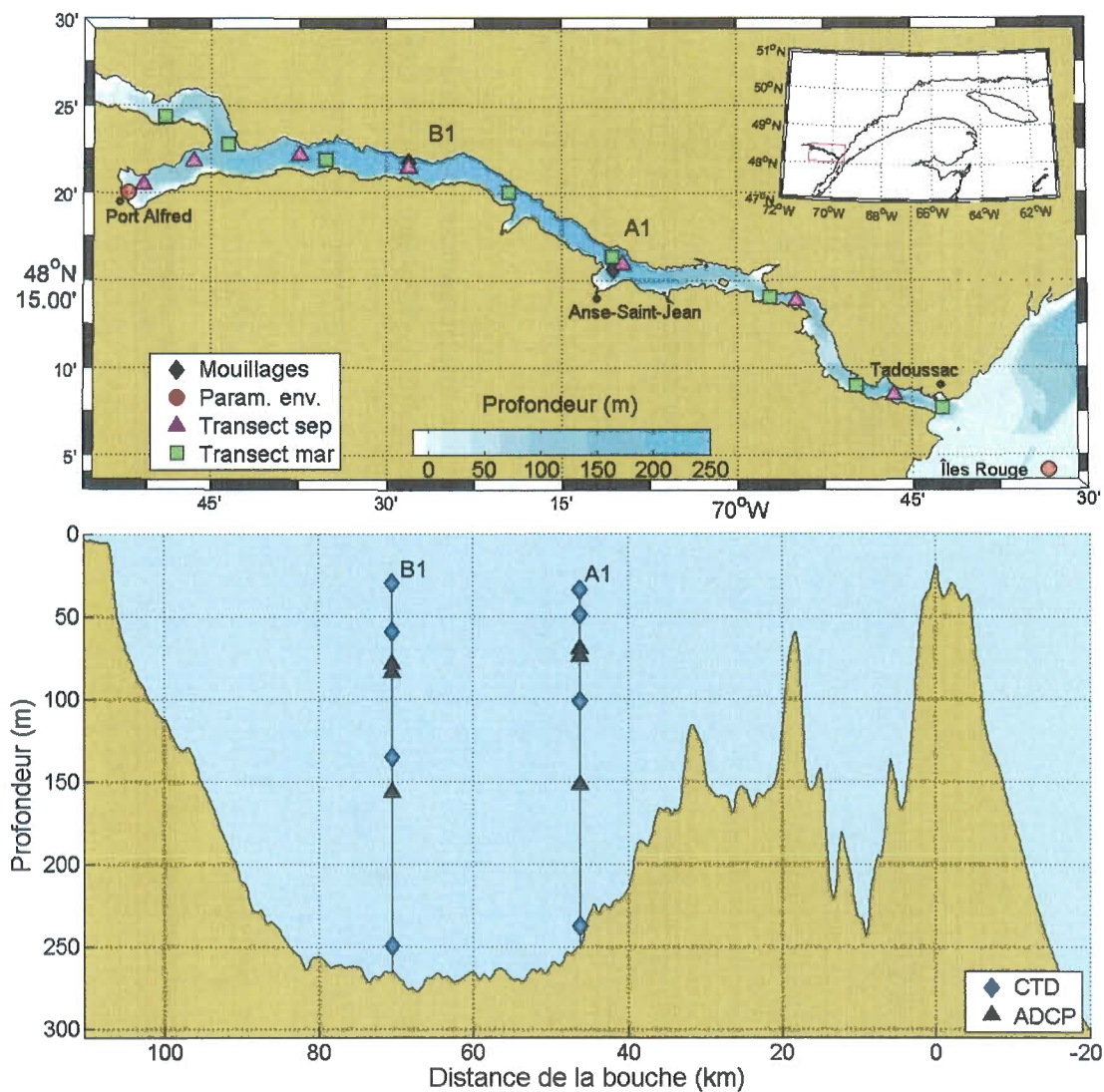


FIGURE 1: Carte de la bathymétrie du Saguenay montrant l'emplacement des mouillages ainsi que des exemples de transects : septembre 2011 et mars 2012 (premier panneau). Le mouillage A1 a été mouillé du 7 février 2011 au 1 août 2011 et B1 du 18 septembre 2011 au 16 juillet 2012. Coupe longitudinale du Saguenay avec instruments mouillés (deuxième panneau).

TABLE 1: Détails des instruments mouillés. Les profondeurs des instruments sont moyennées  $\pm 2\sigma$  (où  $\sigma$  est l'écart type). Les instruments listés en italique n'ont pas fonctionnés mais sont inclus dans ce tableau pour montrer les plans des mouillages initiaux.

mouillage	profondeur de l'instrument (m)	instrument	marque	modele	intervalle d'échantillonnage (min)
A1	34	<i>CTD</i>	<i>Sea-Bird</i>	<i>SBE 37</i>	-
	38 $\pm$ 13	CTD	RBR	XR-420	1
	70 $\pm$ 5	ADCP	RD Instruments	WH-S-300khz	20
	75 $\pm$ 5	ADCP	RD Instruments	WH-S-300khz	20
	101	<i>CTD</i>	<i>Sea-Bird</i>	<i>SBE 37</i>	-
	152 $\pm$ 1	ADCP	RD Instruments	WH-S-300khz	20
	237.4	<i>CTD</i>	<i>Sea-Bird</i>	<i>SBE 37</i>	-
B1	30 $\pm$ 3	CTD	Sea-Bird	SBE 37	10
	59 $\pm$ 3	CTD	Sea-Bird	SBE 37	5
	79 $\pm$ 3	ADCP	RD Instruments	WH-S-300khz	30
	84 $\pm$ 3	ADCP	RD Instruments	WH-S-300khz	30
	135 $\pm$ 3	CTD	Sea-Bird	SBE 37	5
	157 $\pm$ 0	ADCP	RD Instruments	WH-S-300khz	30
	250 $\pm$ 3	CTD	Sea-Bird	SBE 37	5

Le premier mouillage, A1, déployé le 7 février 2011 près de Anse Saint-Jean, à  $48^{\circ} 15.655' \text{ N } 070^{\circ} 10.644' \text{ O}$  (Figure 1), a permis de récupérer les premières données historiques hivernales de courant sur toute la colonne d'eau pour une période de six mois. Le mouillage A1 a été mouillé à partir d'un camp de glace dans le cadre d'une mission océanographique interdisciplinaire, SAGWIN, regroupant une douzaine de scientifiques voulant étudier différents aspects de l'océanographie générale du fjord. En plus des 4 sondes CTD, 3 courantomètres ADCP ont échantillonné à tous les 2 m jusqu'à la date de récupération, le 1er août 2011 (Tableau 1). Toutefois, quelques difficultés ont été rencontrées avec ce mouillage. Celles-ci sont décrites dans l'annexe A, accompagnées des quelques résultats qui ont été analysés.

Le deuxième mouillage, B1, déployé à partir du navire scientifique Coriolis II le 18 septembre 2011, permet comme le premier mouillage d'obtenir des observations de courant sur toute la colonne d'eau, mais cette fois plus en amont du bassin interne, à  $48^{\circ} 21.494' \text{ N } 070^{\circ} 28.128' \text{ O}$ , pour une période de dix mois (Figure 1). Ce mouillage est similaire au précédent avec 4 sondes CTD et 3 ADCPs (Tableau 1) qui ont échantillonné jusqu'au 16 juillet 2012, à l'exception de la sonde CTD à 250 m qui s'est arrêtée le 9 juillet 2012. De plus, la sonde CTD à 50 m n'a pas enregistré la salinité.

Pascal Guillot, de Québec-Océan, a effectué un contrôle de qualité sur les données récoltées par ces mouillages. Un rapport détaillant la procédure du contrôle de qualité est disponible sur demande auprès de Québec-Océan (Guillot, 2011). Les données ont ensuite été filtrées pour enlever les hautes fréquences correspondant à l'effet de marée et pour observer le cycle saisonnier résiduel.

Les premiers transects hivernaux ont été récoltés par hélicoptère en mars 2011, 2012 et 2013 complétant ainsi les observations obtenues par bateau durant les autres saisons. Il est important de noter que les positions des stations faites en amont du fjord diffèrent entre certains transects d'été (bras sud) et ceux d'hiver (bras nord) (Figure 1).



Le prochain chapitre, sous forme d'article scientifique rédigé en anglais, présentera les résultats de cette maîtrise. Cet article sera prochainement soumis au *Journal of Geophysical Research* et s'intitulera *Water renewals in a subarctic seasonally ice-covered fjord*. Mélanie Belzile sera la première auteure sur cet article qui sera aussi co-signé par ses deux superviseurs Peter Galbraith et Daniel Bourgault.

Peter Galbraith et Daniel Bourgault ont tous deux initié ce projet de recherche en mettant en place une campagne océanographique hivernale à l'Anse Saint-Jean en février 2012 ainsi qu'en assurant le monitoring des propriétés de température et salinité le long du Saguenay au fil des années et des saisons. Toutes les nouvelles données présentées dans cet article ont été récoltées directement par eux ou sous leur leadership. Ils ont supervisé le travail d'analyse et d'interprétation de ces données qui a été effectué par Mélanie Belzile et ont participé à la révision du manuscrit. Ils ont chacun écrit quelques passages de l'article mais la très grande majorité de l'article a été écrit par Mélanie Belzile. Peter Galbraith a produit les Figures 13 et 15. Daniel Bourgault a produit la Figure 2. Autrement, toutes les autres figures ont été produites par Mélanie Belzile.

## ARTICLE I

### WATER RENEWALS IN A SUBARCTIC SEASONALLY ICE-COVERED FJORD

#### 1.1 Résumé

Le fjord du Saguenay est localisé dans la première aire marine protégée d'eaux salées au Canada. Il a la particularité d'être connecté à un estuaire très énergétique, le Saint-Laurent, plutôt que directement à l'océan. La dynamique des renouvellements du fjord est contrôlée par les grandes amplitudes de marée ainsi que le seuil peu profond ( $\sim 20$  m) se trouvant à son embouchure. Dans le but d'avoir une meilleure compréhension de la dynamique et de la saisonnalité des renouvellements dans ce fjord subarctique, un mouillage a été déployé dans le bassin interne pour récolter les premières données de courant sur toute la colonne d'eau ainsi que des séries temporelles de température et de salinité à certaines profondeurs. Des transects couvrant plusieurs saisons et plusieurs années ont aussi été récoltés. Les résultats montrent que la dynamique du fjord est plus complexe que ce qui avait été précédemment présenté dans la littérature. Un changement saisonnier abrupt dans la circulation du fjord a été observé à la mi-février. De plus, des renouvellements non-anticipés juste en-dessous de la thermohalocline ( $\sim 10$  m de profondeur), ont été observés entre la fin de l'hiver et le milieu de l'été. Le changement saisonnier observé au milieu de l'hiver ainsi que les événements de sous-surface peuvent être expliqués par le cycle saisonnier de salinité des eaux présentes au seuil, qui est lui-même influencé par la saisonnalité de la circulation estuarienne du Saint-Laurent. Le bassin interne du Saguenay a été renouvelé presque qu'entièrement trois fois au cours de l'automne et de l'hiver et a été renouvelé partiellement le reste de l'année. Nous avons estimé un temps de renouvellement des eaux profondes allant de 2 semaines, à l'automne et au début de l'hiver, à 3 mois, au printemps et à l'été. Nous avons estimé un temps typique de renouvellement du bassin interne de 2 mois, mais pouvant aller jusqu'à 6 mois maximum.

## 1.2 Abstract

The Saguenay Fjord is located within the first national saltwater conservation marine park in Canada. It is different to most fjords because it is connected with an energetic tidal estuary, that of the St. Lawrence, rather than directly with the ocean. Water renewals dynamics are controlled by the large tides and by a shallow sill ( $\sim 20$  m) at its mouth. A mooring was deployed in the inner basin of the fjord to provide a clearer quantitative understanding of the complexity and seasonality of water renewals in this seasonally ice-covered fjord. The mooring provided information on currents over nearly the entire water column, as well as temperature-salinity at a few discrete depths. Hydrographic temperature and salinity transects spanning multiple seasons and years were also collected. The observations show that the fjord dynamics are more complex than previously hypothesized, with large changes in renewal event depths as well as an important and abrupt seasonal shift of the large-scale circulation pattern. Moreover, unanticipated sub-surface renewals spreading just underneath the halocline ( $\sim 10$  m depth) occurred frequently between late-winter and mid-summer. These renewal events and the circulation regime shift may be explained by the salinity seasonal variability of the waters present at the sill, itself likely controlled by the seasonality of the St. Lawrence estuarine circulation. The inner basin of the fjord was renewed nearly entirely three times during fall and early winter and was renewed partially the rest of the year. We estimate that the renewal time of the deep water varies between 2 weeks in fall and winter and 3 months in spring and summer and that the inner basin would be renewed entirely in 2 months typically but up to a maximum of 6 months.

### 1.3 Introduction

#### 1.3.1 Saguenay Fjord

Fjords are generally characterized by sills which can limit the exchanges between internal and external waters (Allen and Simpson, 1998). The weak dynamics associated with some deep fjords may induce stagnation periods promoting low oxygen zones (Farmer and Freeland, 1983). In other cases, such as in the Saguenay fjord, energetic tides can regularly drive dense external waters over sills and into the fjord's inner basins. This generally produces strong turbulent mixing at sills that can ventilate the dense intruding waters with well-oxygenated near surface waters (Farmer and Freeland, 1983). The deep waters of such fjords are therefore generally well-oxygenated.

The Saguenay fjord, located in the subarctic region of eastern Canada, is the southernmost fjord of the Northern Hemisphere to be seasonally ice-covered. The fjord is 110 km long, has two upstream arms, three major sills, two outer basins and a large inner basin of 280 m depth occupying two-thirds of its total length (Figure 3). The first sill, located at the mouth of the fjord, near Tadoussac, has a depth of only 20 m. The other two sills, located 18 and 32 km upstream, have depths of 60 and 115 m, respectively.

The shallow sill at the fjord's entrance controls the overall dynamics for two main reasons. Firstly, its shallow depth (20 m) acts as a barrier for deep estuarine water. Consequently, the fjord can only receive dense estuarine waters that have been tidally upwelled, at the head of the Laurentian channel, sufficiently far up against the seaward side of the sill to make it over. Because of the funneling geometry of the St. Lawrence Estuary, tidal amplitudes are quite large at the fjord's mouth compared with other fjords that flow directly into the ocean (Bélanger, 2003). The maximum upward displacement constrained by stratification can be estimated as  $h \approx \pi \bar{u} N^{-1}$  where  $\bar{u}$  is the maximum averaged velocity and  $N$  is the Brunt-Väisälä frequency (Farmer and Denton, 1985; Lavoie et al., 2000). Given the strong tidal

currents at the mouth of the Saguenay,  $h$  can reach 100 m at the sill (Lavoie et al., 2000). As the water masses present in the estuary, near the sill, are not the same throughout the year, the temperature-salinity properties of the upwelled water varies greatly over seasons and largely dictate the type of renewal pattern (e.g. shallow, intermediate or deep). In winter, the water column of the St. Lawrence estuary is divided in two layers, a near freezing mixed surface layer and a warmer saltier layer underneath, while in summer the estuary is characterized by three layers, a warm surface layer, a cold intermediate layer (CIL) and a warmer and saltier bottom layer (Galbraith, 2006).

Secondly, strong mixing associated with sill processes (breaking lee waves, internal hydraulic jumps, shear instabilities, etc. (Farmer and Freeland, 1983; Saucier and Chassé, 2000; Baschek and Jenkins, 2009; Cyr et al., 2015)) produces oxygenated mixtures between the outflowing brackish surface fjord water and the inflowing estuarine salty water. Consequently, even if the low-oxygen water found in the bottom of the Estuary ( $> 200$  m) penetrates into the fjord, at similar depths, the deep fjord waters in all three basins are still well ventilated compared with low-oxygen waters found in the Estuary (Drainville, 1968; Taylor, 1975; Therriault and Lacroix, 1975). This mixing process dictates the buoyant depth at which the intruding water will spread within the inner basin of the fjord (Farmer and Freeland, 1983).

The Saguenay River is the most important tributary to the Saguenay Fjord and the second in importance to the St. Lawrence Estuary with a mean fresh water discharge of  $1194 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (1944-1993) (Bélanger, 2003). The river outflow has been regulated by dams since 1926. The freshwater runoff induces a halocline often conveniently used to separate, over a few meters, the two major water masses of the fjord (Drainville, 1968; Loucks and Smith-Sinclair, 1975; Therriault and Lacroix, 1975; Therriault et al., 1984); a thin (5-10 m) brackish ( $S \sim 10 \text{ g kg}^{-1}$ ) surface layer from a saltier ( $S \sim 30 \text{ g kg}^{-1}$ ) bottom layer. However, as presented in Bourgault et al. (2012) and as will be emphasized in this study, the vertical structure is in fact far more complex than this two-layer idealization and rather consists of multiple layers of various water mass origins.

As the fjord is fairly narrow, 2 km wide on average, the circulation can be approximated as two-dimensional in the vertical plane given that the internal Rossby radius is about an order of magnitude larger than this width (Stacey and Gratton, 2001; Bourgault et al., 2012). This is how the circulation has almost always been described and understood; one exception being the work of Bélanger (2003) who carried out three-dimensional numerical simulations of the fjord's hydrodynamics. In earlier studies, the circulation has been characterized as estuarine (Drainville, 1968; Loucks and Smith-Sinclair, 1975; Therriault and Lacroix, 1975); a thin surface outflow driven by the river runoff, and a compensating thick bottom inflow driven by the baroclinic pressure gradient that pushes water in from the St. Lawrence Estuary.

However, recent studies have shown that the residual circulation is more complex (Stacey and Gratton, 2001; Bélanger, 2003; Bourgault et al., 2012). Mixing and turbulence are particularly intense in the outer basins resulting in a deep horizontal pressure gradient up-fjord. Numerical simulations suggest that this pressure gradient induces deep water flows from the inner basin to the intermediate and outer basins (Stacey and Gratton, 2001; Bélanger, 2003). This phenomenon is called an inverse renewal. While this particular type of inverse circulation has only been recently studied (Stacey and Gratton, 2001; Bélanger, 2003), it had been mentioned in earlier studies (Loucks and Smith-Sinclair, 1975; Taylor, 1975; Sundby and Loring, 1978; Schäfer et al., 1990; Therriault et al., 1984) but it has not yet been unambiguously observed. Moreover, the simulations of Bélanger (2003) show that, in the presence of strong intrusions from St. Lawrence waters, the return outward current in the inner basin is generally strong enough to overcome the inward movement of the estuarine circulation of the first few meters of the water column. Finally, Bourgault et al. (2012) presented circulation observations of the first 75 m under the ice, measured over only a few days in February 2010. They observed three different layers in the inner basin; the first was the Saguenay river outflow (0 – 11 m), followed by a weak inward flow (11 – 40 m) and finally a weak outward flow (40 – 75 m).

### 1.3.2 Early hypotheses and current understanding on renewal origin

Drainville (1968) proposed two very different hypotheses for the origin of the deep water. The first was that the bottom waters of the Saguenay originate from St. Lawrence Estuary superficial water. This hypothesis is supported by temperature-salinity (T-S) similarities found between these two water masses. His second hypothesis was that the bottom waters of the fjord may originate from local deep winter convection. He argued that convection would be possible only if surface salinity could reach the critical value of  $26 \text{ g kg}^{-1}$  but he did not have observations to test this hypothesis. A decade later, Loucks and Smith-Sinclair (1975) rejected this hypothesis based on April salinity observations, which they considered as being representative of winter conditions, showing surface salinity much lower than the  $26 \text{ g kg}^{-1}$  required for triggering convection. Moreover, Chassé and Côté (1991) observed surface salinity reaching at most  $14 \text{ g kg}^{-1}$  at one location under the ice in the inner basin in winter 1986. Again, this salinity was too low to support the Drainville (1968) winter convection hypothesis. It was only in 2010 that T-S profiles were collected under the ice cover and over the entire water column at Anse-Saint-Jean (Bourgault et al., 2012). Strong vertical gradients in both temperature and salinity were present. Surprisingly, the halocline was 60% stronger than during the previous summer (Bourgault et al., 2012). The strengthening of the stratification was attributed to the presence of sea ice hindering wind-induced mixing. Such strong winter stratification cannot support convection and led to the rejection of the Drainville (1968) convection hypothesis of deep water renewal.

It now seems accepted that the renewal of the inner basin arises from water, advected from the St. Lawrence Estuary waters, mixed with Saguenay waters (Loucks and Smith-Sinclair, 1975; Therriault and Lacroix, 1975; Seibert et al., 1979; Therriault et al., 1984; Schafer et al., 1990; Baschek and Jenkins, 2009; Bourgault et al., 2012; Xie et al., 2012). Some of these studies proposed hypotheses on deep fjord water composition (Drainville, 1968; Loucks and Smith-Sinclair, 1975; Seibert et al., 1979). Loucks and Smith-Sinclair (1975) mentioned the contribution of surface Saguenay water as a minor source of outer basin

waters. By interpreting a T-S diagram from Drainville (1968), they calculated a proportion of 90% from the CIL and 10% from the Saguenay surface water. More recently, Xie et al. (2012) used chromophoric dissolved organic matter (CDOM) as a physical tracer and found similar proportions for the inner basin deep waters, 94% from CIL and 6% supplied by the Saguenay River.

Bélanger (2003) collected the first T-S observations over several months, June 1998 to March 1999, at one location at the bottom ( $\sim 260$  m) of the inner basin (black square in Figure 3). From density changes, he identified 12 deep renewal events with the greatest changes occurring in December and January. Four of them occurred during the summer, in August, and the remaining eight occurred in fall and winter. Although the summer events were of shorter duration and their density increases were lower than the winter events, he determined that 39.4% of the inner basin had been renewed from the four summer deep events. The percentage of renewed water was calculated based on hydrographic data which he used to estimate the depth at which the deep water had been displaced by the intrusion. Based on his interpretation, the summer renewals pushed the previous resident winter waters upwards and up-fjord (Figure 2, tracer 2) which eventually increased the density in the entire inner basin. The idea that resident waters could be displaced by this mechanism had also been previously mentioned by Loucks and Smith-Sinclair (1975) and by Sundby and Loring (1978). Furthermore, Bélanger (2003) did not have data from mid-March to mid-June and assumed that no deep renewal occurred during this period because of the large runoff in the Estuary that decreases the density of the water at the sill.

The two major factors controlling the occurrence of deep renewal events are density of water at the entrance sill and mixing rate within the fjord. Nonetheless, depending on the season, other environment factors can be important. Bélanger (2003) identified wind direction as having a significant role in summer. Bélanger (2003) observations and simulations showed that the presence of north-easterly winds could prevent summer deep renewals because the wind piles up water near the shallow outer sill and thus decelerates the outflow from the



Saguenay. The accumulation of surface water near the sill would reduce the density of waters in the outer basin, which would no longer renew the inner basin. Moreover, the autumn-winter renewal events occurred more or less on a fortnightly cycle which suggests that they were controlled by the neap-spring tide modulation (Lavoie et al., 2000; Bélanger, 2003).

Summer deep intrusions were preceded by what Bélanger (2003) called “partial density limited renewal” events. Based on hydrographic data, he observed, in early-summer, intrusions of relatively warm water between 70 and 110 m in the inner basin (illustrated in Bélanger (2003) using numerical simulations and reproduced here in Figure 2; see *U* and tracer 1). Other studies on the circulation of the Saguenay also mentioned the presence of summer intrusions without sufficient density to reach the seafloor and therefore found at intermediate depths within the inner basin (Drainville, 1968; Loucks and Smith-Sinclair, 1975; Sundby and Loring, 1978). Loucks and Smith-Sinclair (1975) proposed that summer intrusions would invade only half of the inner basin whereas winter inflows would fill the whole basin length. This mid-depth warm layer shows a high variability in terms of thickness (40 m to 100 m), depth (centered at 40 m to 95 m depth) and temperature (1°C to 4°C) (Drainville, 1968; Taylor, 1975; Sundby and Loring, 1978; Seibert et al., 1979; Bélanger, 2003; Bourgault et al., 2012).

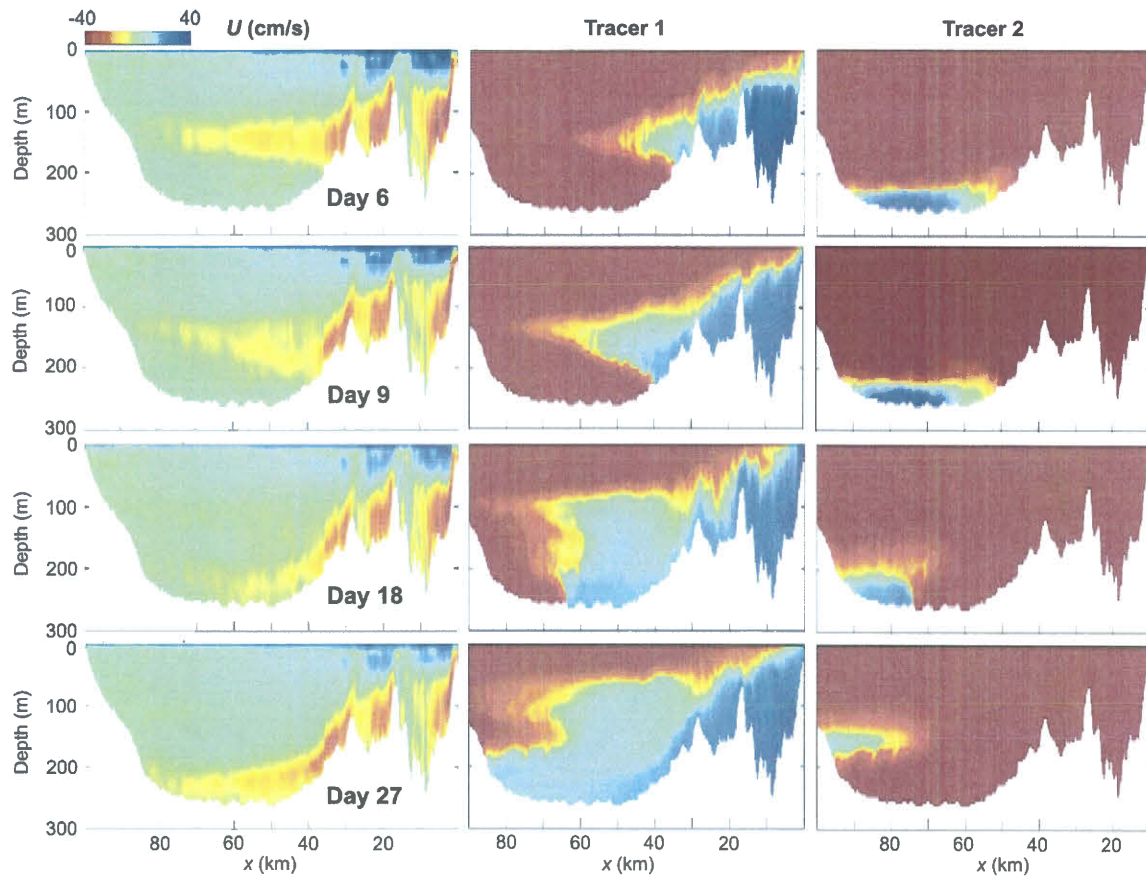


Figure 2: Summary figure that synthesizes the main model results of [Bélanger \(2003\)](#) for a summer renewal event. Day 0 is 21 July 1998. Tidally-averaged along-fjord current (left); tracer distribution associated with the arrival of new water (middle); tracer distribution initially filling the bottom of the inner basin and used here to illustrate how the arrival of new dense water can displace upfjord and upward water initially residing at the bottom (right). Figure adapted from Figures 31, 32 and 33 of [Bélanger \(2003\)](#), with permission from C. Bélanger.

Bélanger (2003) numerical model also brought a better understanding of the inner basin response to renewal events. In order to conserve volume, water entering the inner basin forces a compensating outward return current to be formed. The return current in the model mostly occurs between 20 and 70 m and generally overcomes the inward estuarine circulation (Bélanger, 2003). The thickness of the outflow gives an indication on how much the estuarine circulation can be disturbed by the renewal events. However, in the case of a mid-depth intrusion, the modelled return current is seen both below and above the inflow (Bélanger, 2003).

By interpreting and comparing summer and winter T-S properties, Bourgault et al. (2012) proposed two hypotheses that would define the seasonality of the Saguenay renewals. They hypothesized that the winter temperature field is composed of a warm intermediate layer, which they called Saguenay Intermediate Water (SIW), located between 20 and 60 m, that would be the remaining of a thicker summer warm layer. This water mass would be formed during the previous summer from a mixture of surface fjord waters and St. Lawrence Estuary CIL water that had made its way over the shallow sill of the fjord. This newly formed water would not be sufficiently dense to reach the deepest part of the inner basin and therefore would form an intermediate layer that would become partially eroded over the winter season. They further hypothesized this winter erosion to be caused by its mixing at sills with very cold water from the St. Lawrence Estuary. The new mixture forms the Saguenay Deep Water (SDW). This salty and very cold water would be sufficiently dense to dive and displace the resident deep waters.

As presented above, the deep circulation in the inner basin of the Saguenay Fjord is particularly complex and our understanding was solely based on either interpretation of T-S structure and diagrams or, on numerical models. To our knowledge, no measurements of currents were available to test ideas, hypotheses and model results about the residual circulation and its seasonal evolution.

### 1.3.3 Objectives

The main goal of the present work is to provide a clearer quantitative understanding of the complexity and seasonality of water renewals in this seasonally ice-covered fjord. In order to achieve this objective, we will test the two hypotheses about the seasonality of the intermediate and deep circulations, which were only indirectly inferred from T-S interpretations by [Bourgault et al. \(2012\)](#), against direct year-long current measurements. The secondary objective is to quantify the inner basin renewal time.

## 1.4 Datasets and Methodology

A mooring (B1) was deployed in 2011-2012 to collect long-term time series of physical properties and currents in the inner basin of the Saguenay Fjord (Figure 3). The details of the moored instruments are presented in Table 2. Additionally, nine hydrographic CTD surveys were made between 2010 and 2013 along the fjord (Figures 3).

### 1.4.1 Mooring

Mooring B1 was deployed in the inner basin at  $48^{\circ} 21.494' \text{ N } 070^{\circ} 28.128' \text{ W}$  from the research vessel *Coriolis II* on 18 September 2011. The mooring included a series of 3 acoustic Doppler current profilers (ADCPs) which provided 2-m resolution current data over most of the water column, as well as 4 T-S sensors (CTD) at fixed depths. All instruments sampled until the recovery date, 16 July 2012, except for the CTD moored at 250 m depth which stopped on 9 July 2012. Moreover, the shallower CTD moored at 50 m depth failed to record salinity.

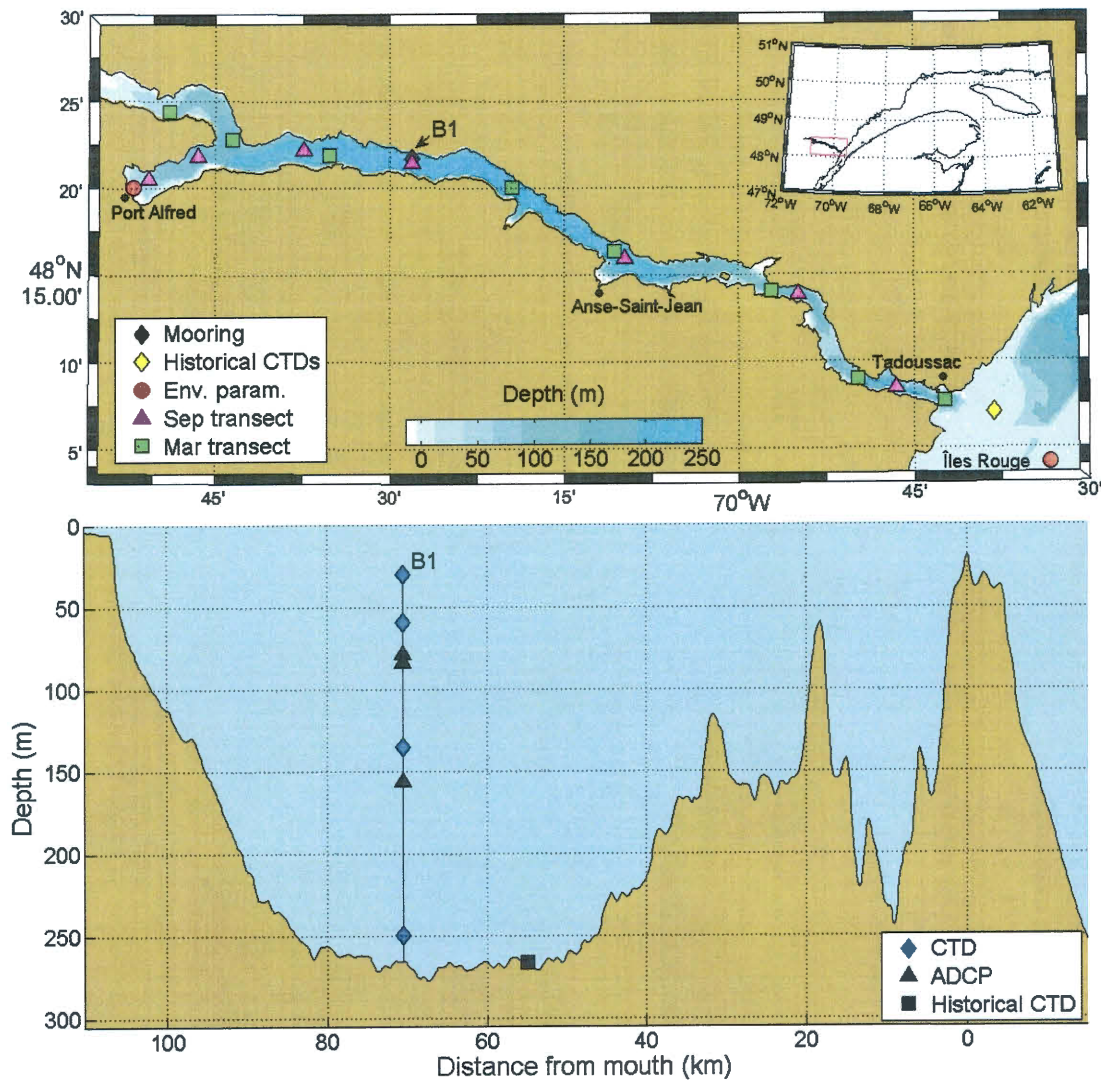


Figure 3: Map of the Saguenay bathymetry showing examples of CTD stations (pink triangles are September 2011 station and green squares are March 2012 stations) and mooring location (black diamonds) (top panel). Weather station and tide gauge (red circles) are also on the map along with a historical moored CTDs at the sill ([Bélanger, 2003](#), and Galbraith, P.S., DFO, pers. comm., yellow diamonds). Longitudinal section showing location of moored instruments (black square is historical CTD of [Bélanger \(2003\)](#)) (bottom panel).

Table 2: Instrumental details. Instrument depths are averages  $\pm 2\sigma$  (where  $\sigma$  is the standard deviation).

mooring	depth of the instrument (m)	instrument type	brand	model	sampling interval (min)
B1	$30 \pm 3$	CTD	Sea-Bird	SBE 37	10
	$59 \pm 3$	CTD	Sea-Bird	SBE 37	5
	$79 \pm 3$	ADCP	RD Instruments	WH-S-300khz	30
	$84 \pm 3$	ADCP	RD Instruments	WH-S-300khz	30
	$135 \pm 3$	CTD	Sea-Bird	SBE 37	5
	$157 \pm 0$	ADCP	RD Instruments	WH-S-300khz	30
	$250 \pm 3$	CTD	Sea-Bird	SBE 37	5

Data quality control was completed on ADCP data by Québec-Océan ([Guillot, 2011](#)). The data report detailing the quality control procedure is available upon request to Québec-Océan. The velocity coordinate system was rotated along the fjord axis (i.e. clockwise rotation of  $10^\circ$ ). The temperature, salinity and current data were then interpolated onto a regular grid. Temporal linear interpolation (every 30 minutes) followed by a vertical linear interpolation (every 2 m) was chosen over triangle-based bilinear interpolation, which provided unrealistic interpolations. To highlight the low frequency, seasonal circulation, the data were low-pass filtered to remove frequencies equal to or higher than the spring-neap cycle, using a non-recursive, Hamming-window filter with a cut-off period of 15 days.

#### 1.4.2 CTD surveys

Wintertime hydrographic T-S transect data were collected by an airborne Canadian Coast Guard Bell-212 helicopter using a Sea-Bird SBE19plus, covering both the open water and ice-covered portions of the fjord and complementing summertime data obtained by boat. While the winter transects were part of a larger survey which has taken place throughout the



Gulf of St. Lawrence every March since 1996 ([Galbraith, 2006](#)), March 2011 was the first time the survey extended into the Saguenay Fjord. The ice-free hydrographic surveys were mostly collected using a Sea-Bird SBE911plus onboard of the research vessel *Coriolis II* as well as a Sea-Bird SBE19plus deployed from Canadian Department of Fisheries and Oceans (DFO) small craft boats. The October transect was collected by the Saguenay-St. Lawrence Marine Park. It should be noted that the two westernmost stations of the September transects were located in the southern arm of the fjord unlike the March transects when the stations were located in the northern arm (Figure 3).

#### 1.4.3 Environmental parameters

Hourly water levels were obtained from a permanent tide gauge located at the end of the southern arm, at Port-Alfred ([Fisheries and Oceans Canada, 2013](#)) (Figure 3). Daily averages of wind magnitude and direction were provided by a meteorological station at Île Rouge ([Environment Canada, 2014](#)) (Figure 3). Daily average discharge data of the Saguenay River were provided by Rio Tinto Alcan (Linda Salesse, pers. comm.) and monthly averages of the St. Lawrence discharge were obtained from [Galbraith et al. \(2014\)](#).

#### 1.4.4 Historical observations

Archived data from two moored CTDs deployed by DFO on the sill at 36 m depth in May 1998 and November 2002 are also used. A portion of the first record was published in [Bélanger \(2003\)](#).

## 1.5 Results

The water column circulation and T-S properties exhibit complex vertical structures evolving from monthly to seasonal timescales (Figures 4, 5, 6, 7, 8f and 8g). While it is difficult to observe any patterns in the salinity fields (Figures 5 and 7), the temperature structure varies greatly over seasons with the surface layer being warm in summer ( $T \sim 10^{\circ}\text{C}$ ) and close to freezing point in winter (minimum observed of  $0^{\circ}\text{C}$ ) while the rest of the water column exhibits a more complex multi-layer structure in the  $-0.5 - 4^{\circ}\text{C}$  temperature range (Figures 4 and 6). The summer temperature field (July to September) feature a relatively warm mid-depth SIW layer in every transect (Figure 4). This layer varied in thickness (from 120 to 200 m), in depth (centered from 100 to 160 m) and in temperature (max from 2 to  $4^{\circ}\text{C}$ ), showing large inter-annual and intra-annual variability (Figure 4). To our best understanding, this warm intermediate layer was formed during summer, eroded over fall and winter and its residual was displaced upward during winter by denser water. In all three winter transects, this warm water ( $\sim 2.5^{\circ}\text{C}$ ) was found in a pocket at the head of the fjord, from about 10 m depth to 50-75 m depth depending on the year (Figure 6). In summer, however, this pocket is occupied by the coldest waters within the fjord (Figure 4), which at  $\sim 1.5^{\circ}\text{C}$  are even colder than the  $2.5^{\circ}\text{C}$  found in winter.



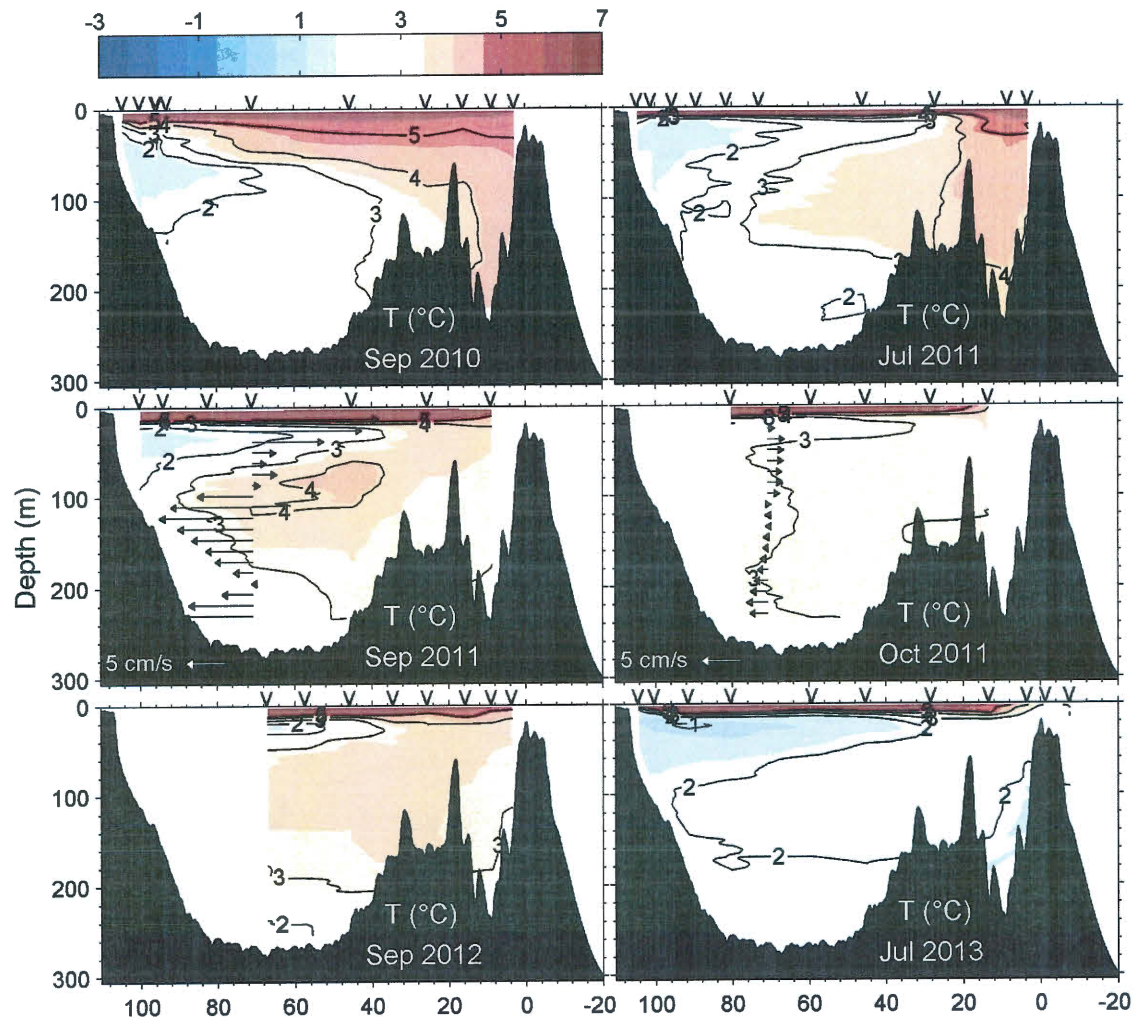


Figure 4: Observed temperature fields on 19-20 September 2010, 27 July 2011, 17-19 September 2011, 13 October 2011, 28 September 2012 and 23 July 2013. The fields were vertically smoothed over 5 meters. Current vectors have been added to the September 2011 and October 2011 panels, showing residual filtered currents over 6 m (only one out of two vertical averages are illustrated on these panels). The 'V' symbols on the top of the panels show the locations of the profiles.

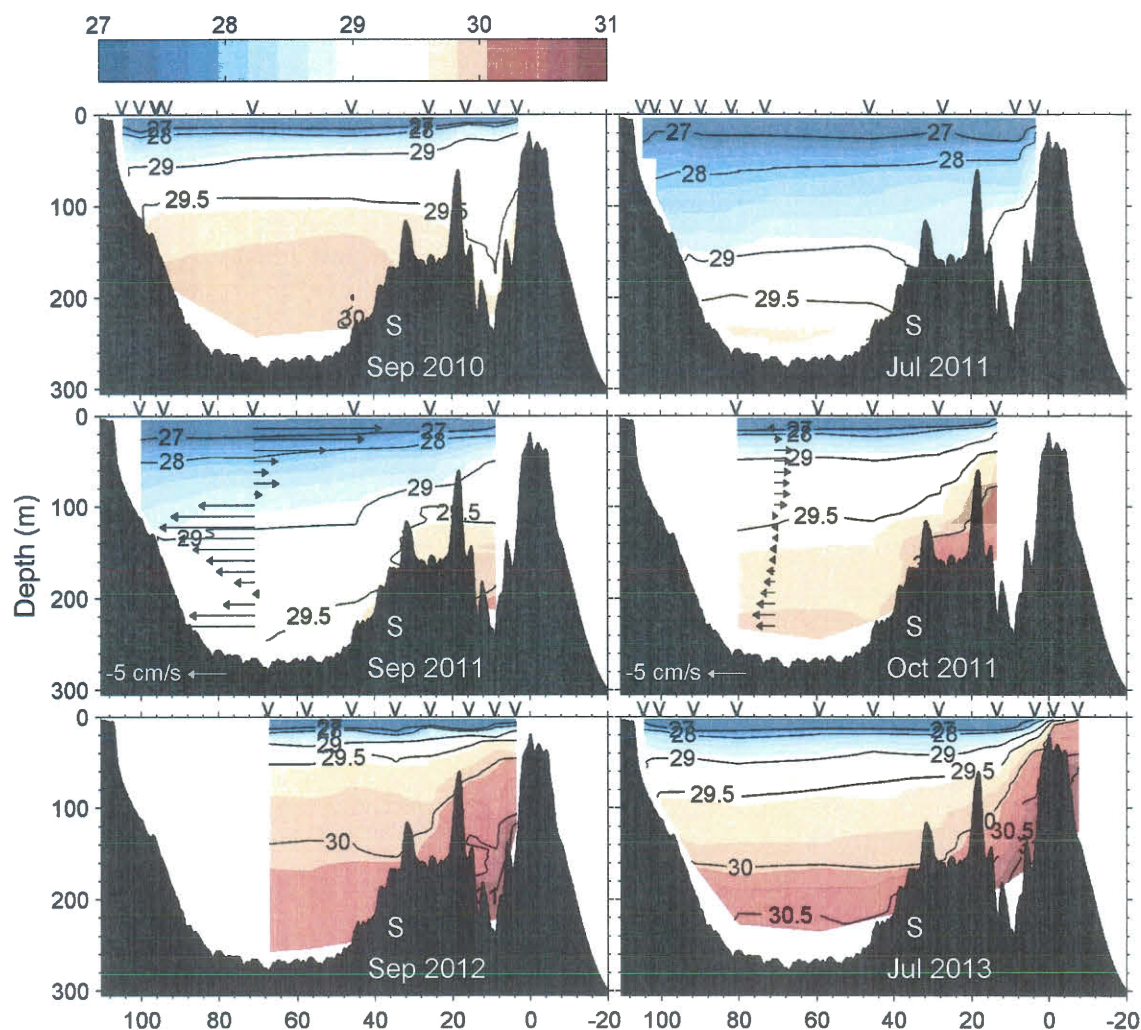


Figure 5: Observed salinity fields on 19-20 September 2010, 27 July 2011, 17-19 September 2011, 13 October 2011, 28 September 2012 and 23 July 2013. The fields were vertically smoothed over 5 meters. Current vectors have been added to the September 2011 and October 2011 panels, showing residual filtered currents over 6 m (only one out of two vertical averages are illustrated on these panels). The 'V' symbols on the top of the panels show the locations of the profiles.

In addition to the occurrence of the intermediate renewal, the observations in September 2010 show that the first 80 m of the water column are less stratified in temperature, but not in salinity, than other years (Figures 4, 5). In September 2011, as it will be shown later in the mooring time series, the residual current velocities show fast intermediate and deep renewals ( $12 \text{ cm s}^{-1}$  and  $11 \text{ cm s}^{-1}$  respectively), both fast enough to be classified as what we defined as strong renewal events ( $u > \bar{u} + 2\sigma \sim 5 \text{ cm s}^{-1}$ ) (Figures 4, 9 #2a, 1a). In October 2011, the temperature field was mostly uniform in the fjord (around  $3^\circ\text{C}$ ), except for the surface layer, and the residual velocities were weak ( $2.7 \text{ cm s}^{-1}$  maximum) throughout the water column (Figure 4).

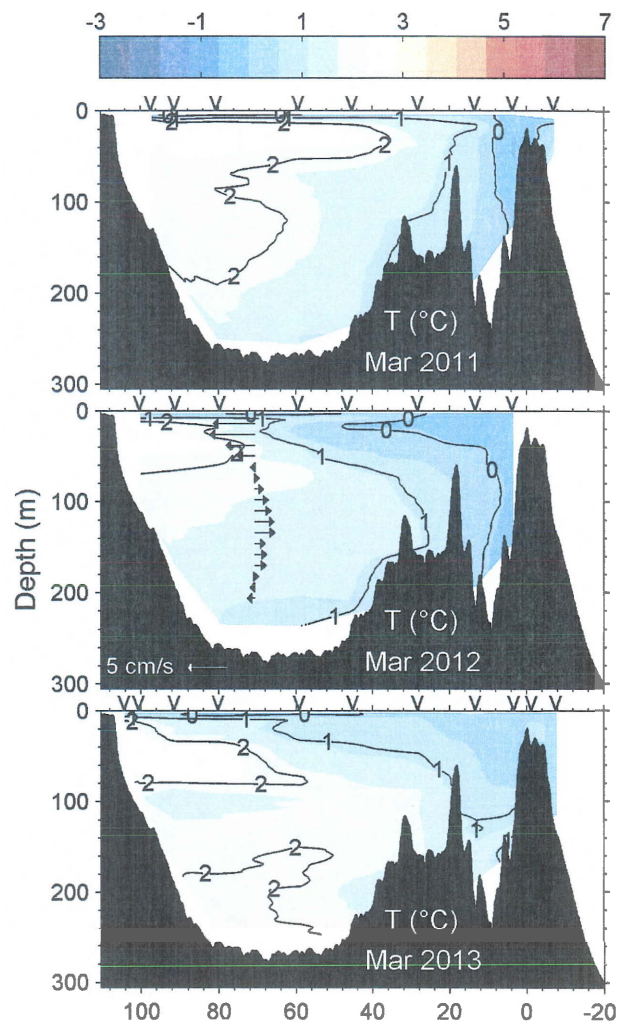


Figure 6: Observed temperature fields on 9 March 2011, 5 March 2012 and 5 March 2013. The fields were vertically smoothed over 5 meters. Current vectors have been added to the March 2012 panel, showing residual filtered current over 6 m (only one out of two vertical averages are illustrated on this panel). The 'V' arrows on the top of the panels show the locations of the profiles.



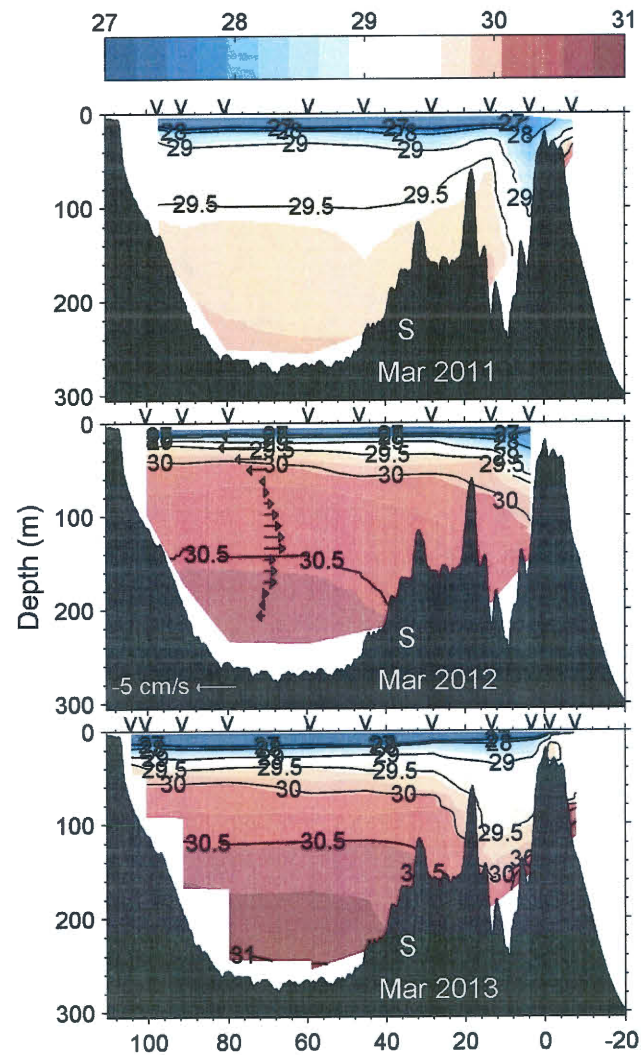


Figure 7: Observed salinity fields on 9 March 2011, 5 March 2012 and 5 March 2013. The fields were vertically smoothed over 5 meters. Current vectors have been added to the March 2012 panel, showing residual filtered current over 6 m (only one out of two vertical averages are illustrated on this panel). The 'V' arrows on the top of the panels show the locations of the profiles.

In the winter season, one of the most surprising observations is the clear occurrence of very cold shallow sub-surface renewals (15-50 m depth) in March 2012 and 2013 (Figure 6). Such renewals have not been mentioned before in the literature. In 2012, the sub-surface intrusion was associated with  $6 \text{ cm s}^{-1}$  current velocities at the mooring position (Figures 6 and 9 #3b). The density of this newly-entered cold water is so low that it spreads above the warmest waters found in the basin (Figure 6).

Evidences of previous or ongoing cold deep renewals are illustrated in the deepest part of the inner basin in March 2011 and 2012 (Figure 6). This water mass seems to correspond to what Bourgault et al. (2012) called SDW. Finally, the temperature field of March 2011 and 2012 showed deep renewals occurring in the outer basin (Figure 6). Indeed, because the outer basin was stratified in salinity (Figure 7), the homogenous temperature can only be explained by waters, as cold as those intruding the sub-surface, diving to the bottom of the outer basin.

Another unexpected feature was the important and sudden shift that occurred in the circulation regime in mid-February 2012 (Figure 9 #4). The shift was characterised by a change in the depth at which the overall renewal pattern occurred, thus implying that the density of the intrusions had changed. From the end of September to mid-February, the inflows from the St. Lawrence filled the bottom 150 m of the basin and the compensating return current flowed between 15 m and 100 m depth. From February 18th to mid-July, the return current appeared at two different depth spans: from the thermo-halocline to about 90 m and from 175 m to the seafloor. The regime shift also coincides with salinity decrease and temperature increase (Figure 8f and 8g).

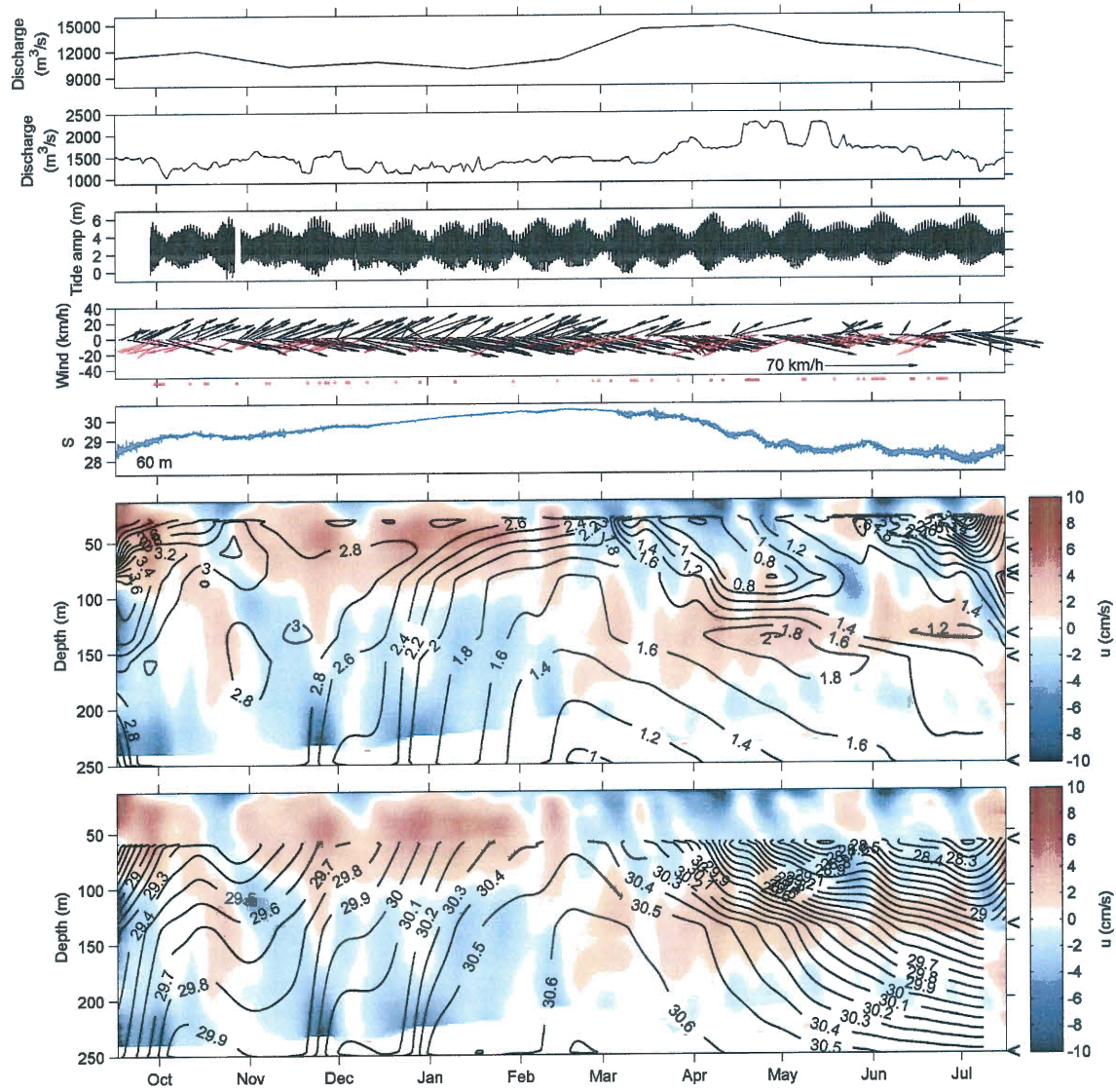


Figure 8: 2011-2012 Monthly St. Lawrence river discharge (a). Saguenay river discharge (b). Tidal water level at Port Alfred (c). Daily wind direction and magnitude ( $\text{km h}^{-1}$ ) at Île Rouge (d). The red arrows highlight northeasterly winds and the red dots underneath are the arrows origin. Observed salinity at 60 m depth at the mooring position (e). Time series of the low-pass filtered along-shore currents ( $u$ ), at B1, superimposed by filtered isotherms (f). Positive currents correspond to downstream flow, or outflow ( $\text{cm s}^{-1}$ ). Time series of the same along-shore currents ( $u$ ) superimposed by filtered isohalines (g). The arrow symbols on the right hand side are the locations of the instruments providing temperature and salinity.

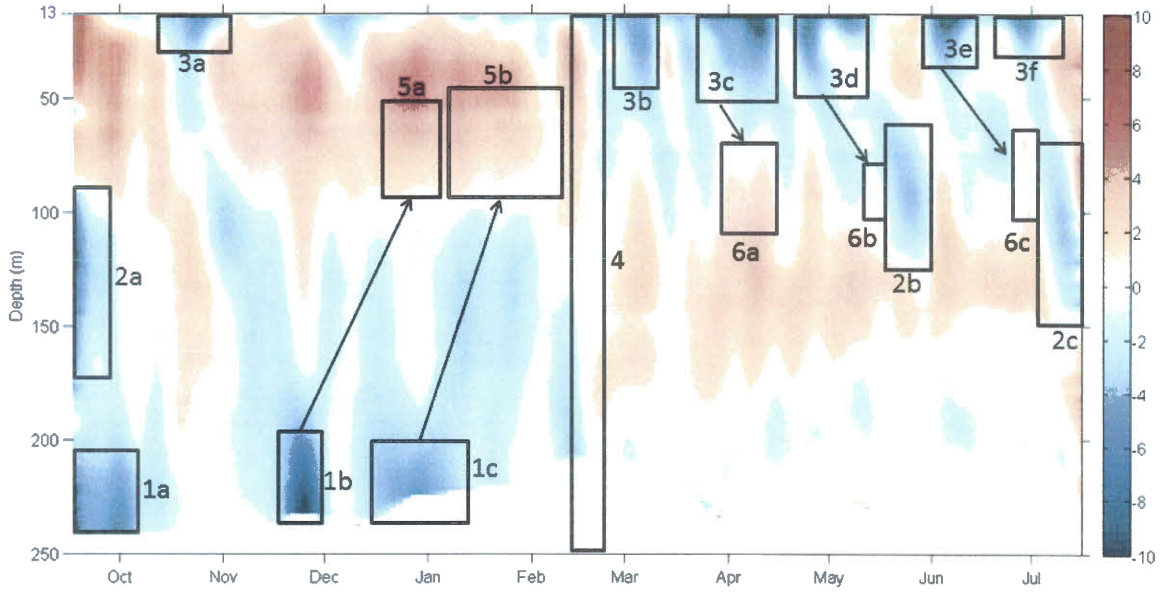


Figure 9: Same as the two bottom panels of Figure 8, the low-pass filtered along-shore currents at B1, to better highlight some circulation features discussed in the text (outward currents are positive).

During the first circulation regime, from September 2011 to mid-February 2012, three strong renewal events ( $u > 5 \text{ cm s}^{-1}$ ) occurred in the deepest part of the inner basin (Figure 9 #1a, 1b, 1c, inflow speed of  $\sim 11$ , 9 and  $7 \text{ cm s}^{-1}$  respectively). The first one lasted at least 19 days, renewed the intermediate water as well (Figure 9 #2a) and brought in warmer ( $\Delta T = 0.6^\circ\text{C}$ ) and saltier ( $\Delta S = 0.5 \text{ g kg}^{-1}$ ) water (Figure 8f and 8g). The other two strong deep events lasted, respectively, 12 and 18 days and brought in cold ( $\Delta T = -0.4^\circ\text{C}$  and  $\Delta T = -0.6^\circ\text{C}$ , respectively) and salty ( $\Delta S = 0.2 \text{ g kg}^{-1}$  and  $\Delta S = 0.3 \text{ g kg}^{-1}$ , respectively) water (Figure 8f and 8g). Furthermore, the isotherms and isohalines of Figure 8 show that the three deep water renewals affected nearly the entire water column (up to 50 m depth). Within 2 to 4 weeks, we believe the resident water was uplifted by the denser deep renewals until it reached the return current to find its way out (Figure 9 #5a and 5b). For example, the water mass that renewed the bottom of the inner basin in late November (Figure 9 #1b) was a water mass characterised by a temperature of  $2.5 - 2.9^\circ\text{C}$  and a salinity of  $29.9 - 30.1 \text{ g kg}^{-1}$  (Figure 8f and 8g). The



same T-S properties were seen about 3 weeks later flowing outward at 75 m depth (Figures 8 and 9 #5a). During the three deep water renewal events, the return current appeared to be stronger and extended both higher and lower in the water column, overcoming the estuarine circulation within this extended depth span (Figure 8).

Additionally, six strong shallow sub-surface renewal events were seen during the sampling period. One occurred during the first circulation regime in late October 2011 (Figure 9 #3a, inflow speed of  $\sim 7.5 \text{ cm s}^{-1}$ ) and the others in the second regime from March to July 2012 (Figure 9 #3b, 3c, 3d, 3e and 3f, inflow speed of  $\sim 6, 10.5, 9, 11$  and  $8.5 \text{ cm s}^{-1}$  respectively). The only cold sub-surface renewal occurred in March 2012 (Figure 9 #3b) and is also seen in the hydrographic transect (Figure 6). The same way the isotherms and isohalines show the displacement of water due to deep renewals, they show that the sub-surface renewals have displaced the resident water downward, replacing the first 100 m of the water column (Figure 9 #6a, 6b and 6c). Finally, three renewal events occurred at intermediate depths (between 60 and 175 m depth) in late September, in late May and in July (Figure 9 #2a, 2b and 2c). Only the September event is considered a strong event (velocity of  $\sim 12 \text{ cm s}^{-1}$ ). When intermediate events occurred, return currents were formed above the inflows, inhibiting once again the top estuarine inward flow.

A typical renewal event can travel through the entire inner basin in less than 2 weeks while displacing the resident water toward the return current, renewing part of the inner basin. Based on the isotherms and isohalines, this displacement process could take an additional 2 to 4 weeks depending on the speed of the inflows (e.g. from box 1b to 5a, 1c to 5b, 3c to 6a, 3d to 6b and 3e to 6c in Figure 9). The deep events have the potential to fully renew the inner basin in about 1 to 1.5 month at the mooring position. The isotherms and isohalines show that the inner basin was renewed entirely 3 times in fall and early winter 2012 (Figure 8). Furthermore, the deep water of the fjord was renewed by slower inflows during the rest of the year (Figure 8). Even with this lower intrusion speed in spring and summer, the deep water is still renewed in about 3 months such that the basin is in constant renewal. The sub-surface

events would only renew the water on the top 100 m of the water column and depending on the strength of the event, the intermediate events can renew almost the entire basin except for the denser water found at the bottom.

## 1.6 Discussion

### 1.6.1 Comparisons with previous studies

As observed in all our transects as well as in many previous studies, the summertime (wintertime) water temperatures are lowest (highest) in a pocket located just underneath the main pycnocline and down to about 100 m at the head of the fjord. Because summer temperature minima are always lower than the winter maxima, it is deduced that this pocket of water does not contain the same water mass all year round. Our explanation is that the cold pocket of water found in summer corresponds to cold sub-surface renewals of the previous winter, trapped by new input of SIW. There is no indication that this pocket of water resulted from deep water displaced upward, because at mooring B1, during the uplift-favorable period prior to mid-February, waters colder than 1.5°C were only observed during a brief period up to 150 m depth and could not have been uplifted to 75 m before the mid-February regime shift (Figure 8f). However, in winter, this region of the fjord is actually occupied by water showing a maximum of temperature and, as presented by Bourgault et al. (2012), it is the SIW residual probably displaced by deep renewals. We believe this pocket of water has the longest residence time because of its location far away from the renewal source and because it seems to correspond to water from the previous season. Based on our interpretation, we consider it is renewed at least twice a year, so the estimated renewal time of the region would be a maximum of 6 months.

Loucks and Smith-Sinclair (1975) estimated an inner basin residence time of 2 to 6 months. These periods are consistent with our observations that imply a renewal time between 1.5 and 6 months. Additionally, contrarily to what was proposed by Bélianger (2003), we did

observe deep water renewal even when the St. Lawrence river discharge was at its maximum in spring, although at slower pace, travelling to the head of the fjord in a maximum of 3 months (Figures 8a, 8f, 9 #1a, 3a, 1b and 1c).

The occurrences of the strong renewal events, in fall and winter, seem to be partially controlled by the neap-spring and monthly tidal modulation, consistent with Bélanger (2003). The periods between the beginnings of two consecutive strong events (29.7 days and 30.4 days) nearly corresponded to two fortnightly cycles with the strong renewals occurring every stronger spring tide (Figure 8c and 8f). However, in spring and summer the timing of consecutive renewal events were more irregularly spaced (21.6 days, 29.7 days, 40.2 days and 22.6 days).

Bélanger (2003) had found a connection between episodes of North-East wind and the absence of deep summer renewals in the inner basin. Unfortunately, we do not have current and density observations directly at the sill to investigate if such a correlation could be detected from our wind observations at Île Rouge (Figure 8d). The mooring was 70 km away from the sill and the distance can introduce important time lags between the advection over the sill and the readings at the mooring position. This time lag makes it difficult to interpret the influence of the winds at the sill on the variability observed at the mooring location. Furthermore, we did not have observations in August, the period when the correlation was observed by Bélanger (2003). Therefore, no clear evidence was found about the wind hypothesis of Bélanger (2003).

### **1.6.2 New elements clarifying the circulation dynamics**

One new result is the sudden seasonal shift in the circulation regime observed in mid-February, accompanied by a change in the salinity trend at 60 m (Figure 8e and 8f). We suggest that this regime shift is influenced by the seasonal cycle of salinity (and therefore density) of the St. Lawrence Estuary waters present near the fjord entrance sill, which dictates

the intrusion depths into the fjord. As the salinity in the inner basin kept increasing until mid-February (Figure 8e and 8g), we hypothesize that the salinity at the sill did the same. Until the salinity at the sill reaches its maximum, the density of the intrusive waters was greater than the density of the waters that previously entered the fjord and therefore the inflowing waters sank to the bottom of the inner basin. When the salinity of the Estuary waters present at the sill began to decrease, the inflows were suddenly not dense enough to displace the deep waters in the basin, and so were introduced closer to the surface, just underneath the halocline.

Unfortunately, we did not have observations at the sill during our sampling period, but two temporal T-S series were collected on the sill in 1998-1999 (Bélanger, 2003) and in 2002-2003 (Galbraith, P.S., DFO, pers. comm.) (Figures 3 and 10). The salinity at the sill increased continually during fall until it reached the maximum sometime in winter. The water mass properties associated with these maximums found in January 1999 ( $T = 3.48^{\circ}\text{C}$  and  $S = 33.8 \text{ g kg}^{-1}$ , Figure 10) and in February and March 2003 ( $T = 3.58^{\circ}\text{C}$  and  $S = 33.67 \text{ g kg}^{-1}$ , Figure 10) are characteristic of deep Atlantic water advected in the Estuary. Indeed, water with the same T-S properties were found in the Gulf of St. Lawrence or in the Estuary in March of the respective years at 175 m and 116 m depth respectively.

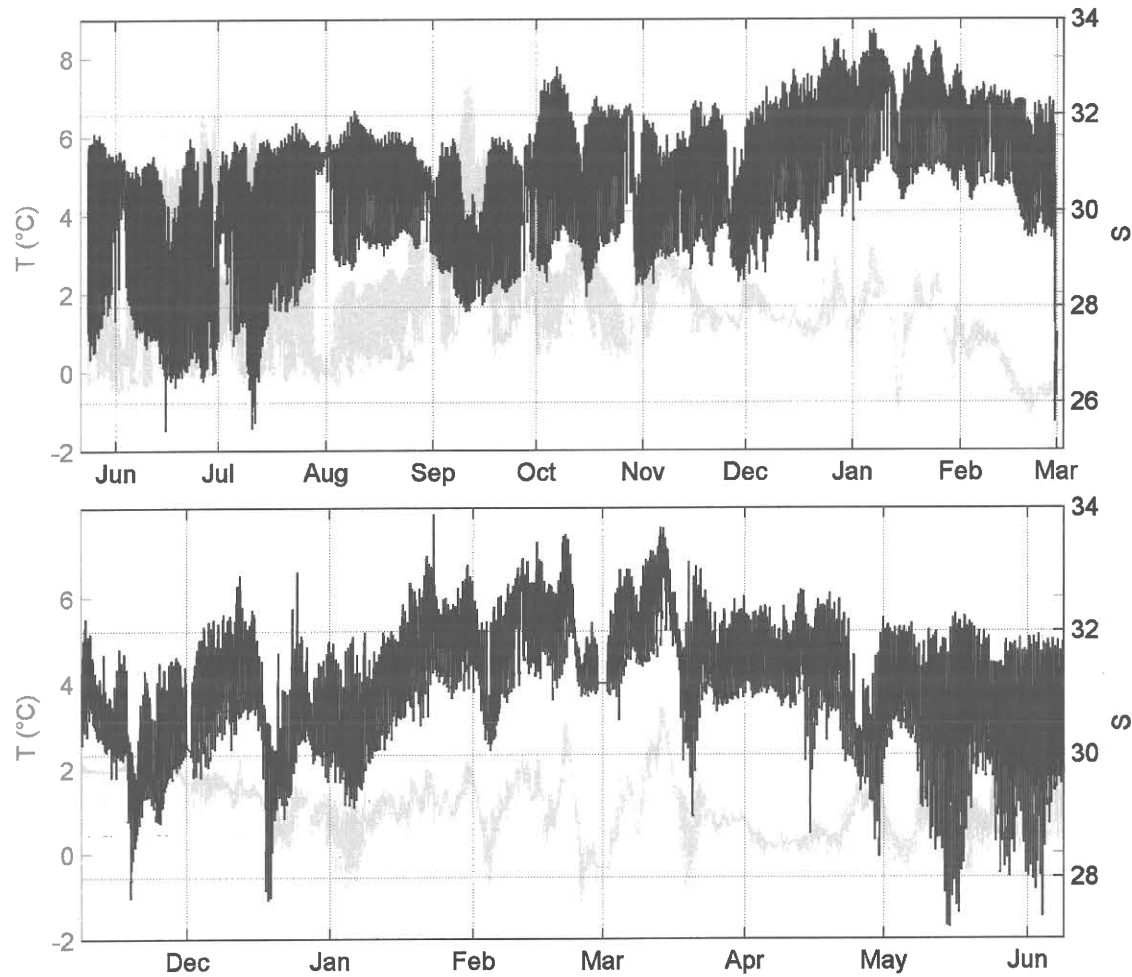


Figure 10: Temperature (grey) and salinity (black) time series of moored CTDs on the sill at the fjord entrance at 36 m depth in 1998-1999 (Bélanger, 2003) (first panel) and in 2002-2003 (Galbraith, P.S., DFO, pers. comm.) (second panel).

The mechanism behind the salinity seasonal cycle of the St. Lawrence could be related to the low-frequency modulation of the estuarine circulation of the St. Lawrence. In autumn and early winter, the CIL is eroded and mixed with the surface layer leading to a two-layer estuarine circulation (Figure 11 left) rather than in a three-layer circulation that characterizes summer conditions (Figure 11 right) (Saucier et al., 2009). As strong westerly wind forcing pushes the Estuary surface layer toward the Gulf, it promotes, by continuity, the inland ad-

vection of deep, salty and relatively warm waters (Smith et al., 2006). Deep isotherms and isohalines would then rise in the Estuary, and deeper denser waters become available for fjord renewals, promoting deep inner basin renewals.

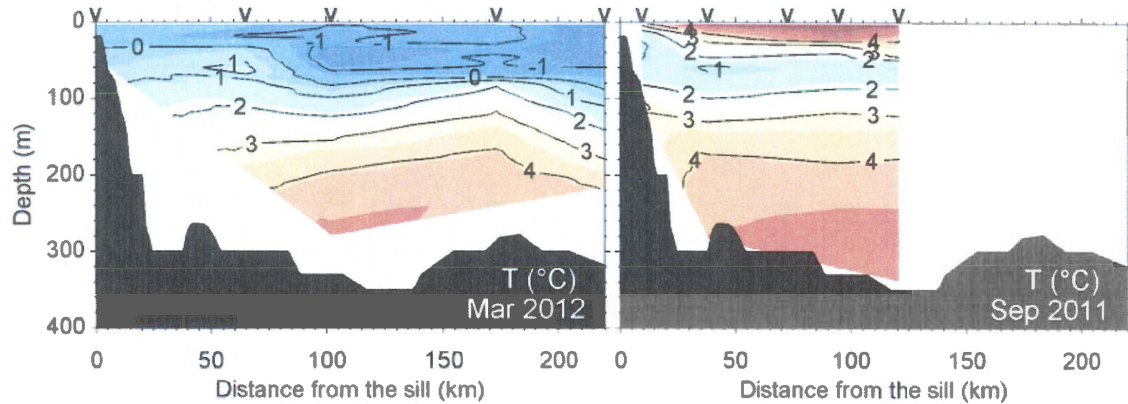


Figure 11: Temperature field of the St. Lawrence estuary on the 5-6 March 2012 (left) and on the 20-24 September 2011 (right). The 'V' arrows on the top of the panels show the locations of the profiles.

In winter, when the advection of the Gulf surface mixed layer intensifies toward the head of the Estuary (as seen at 100 km from the sill in Figure 11 left), the upstream estuarine circulation decreases in the deep layer and increases in the intermediate layer (Smith et al., 2006; Saucier et al., 2009). The isohalines then sink and the water present at the fjord sill becomes fresher and colder (Figure 10). A T-S diagram showing data from February 1999 shows that the coldest waters present at the sill had the lowest densities (Figure 12). These could explain sub-surface renewals observed from the circulation shift until summer.

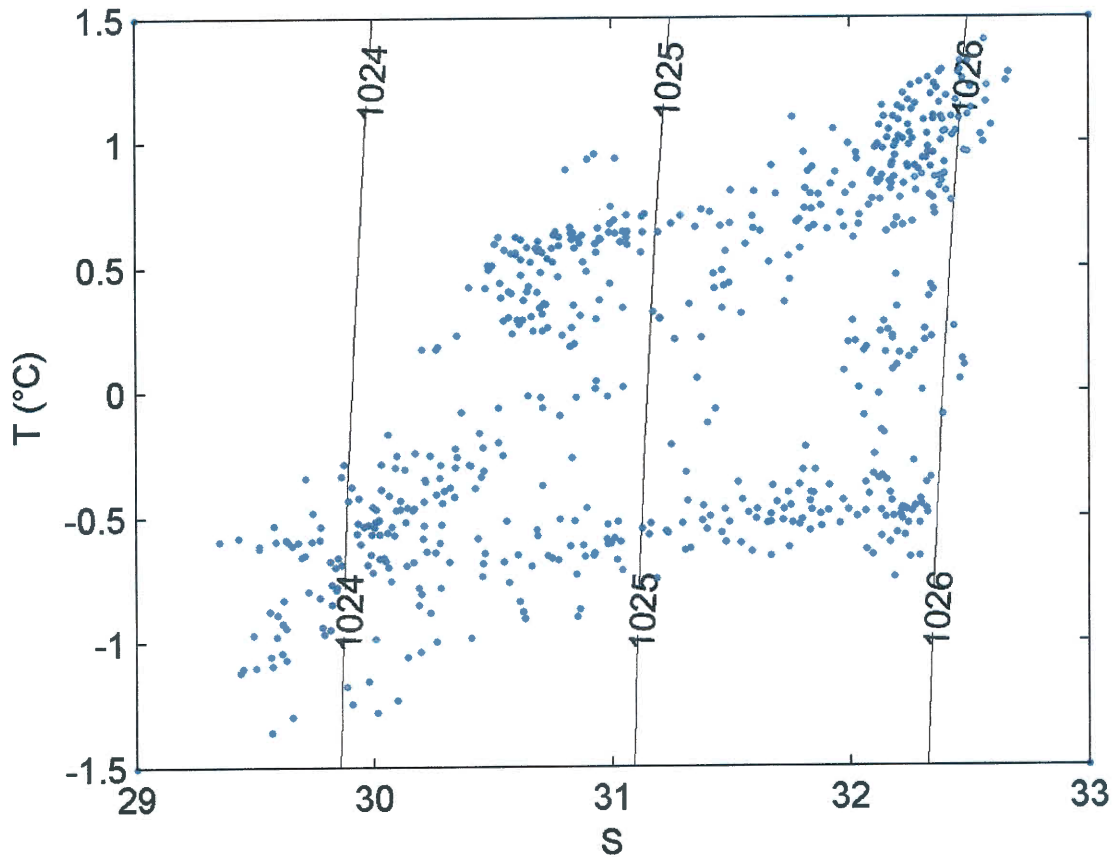


Figure 12: T-S diagram of a CTD moored on the shallowest sill at 36 m depth during February 1999 (Bélanger, 2003). The contour lines are isopycnals.

There is a high inter-annual variability in the salinity seasonal cycle of water present at the sill. In 1999, the maximum salinity occurred in early January, while in 2003, it occurred in March (discounting a brief spike in late January) (Figure 10). The variability of winter water masses in proximity to the sill at depths shallower than 100 m is also documented by the hydrographic survey of the Gulf of St. Lawrence done every winter in March (Galbraith, 2006, updated in annual reports, e.g. Galbraith et al., 2014). Between 2001 and 2013, Gulf of St. Lawrence winter mixed layer water ( $T < -1^{\circ}\text{C}$ ,  $S > 32 \text{ g kg}^{-1}$ ) was observed to have reached the area of the sill once, in 2004, meaning that year the shift of the St. Lawrence

circulation had already occurred before March, and typical deep estuarine water ( $T > 2^{\circ}\text{C}$ ,  $S > 33 \text{ g kg}^{-1}$ ) were observed twice, in 2003 and 2007, meaning these years the shift occurred later than March (Figure 13).

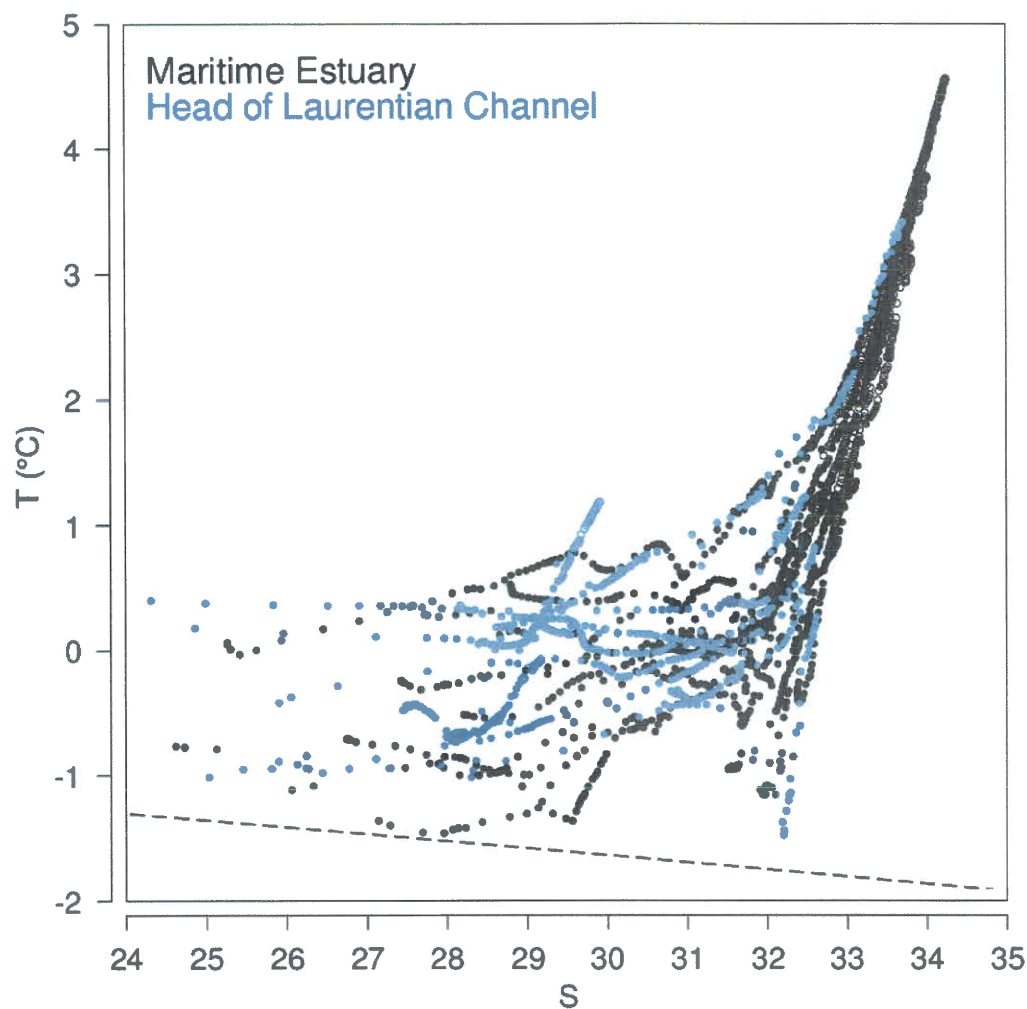


Figure 13: T-S of CTD casts made in the Estuary (black dots) and near the sill (blue dots) during March hydrographic surveys from 2000 to 2013.



Shorter time scale salinity variations also occurred throughout the mooring record (Figure 8e). Changes in the sign of the temporal salinity gradient coincide with changes in the intrusion depth in the inner basin whereby increasing salinity coincides with deeper intrusions (Figure 8e and 8g). For example, the two mid-depth renewals of May and July (Figure 9 #2b and 2c) were associated with an increase in salinity, while the isolated sub-surface renewal of October (Figure 9 #3a) was associated with a decrease in salinity (Figure 8g).

Wind and fresh water runoff are two factors playing a role in the tide-filtered density changes of the water advected from the St. Lawrence (Farmer and Freeland, 1983). As mentioned earlier, because of the distance between the sill and our mooring position, we could not interpret the effect of the wind on renewals. The monthly St. Lawrence runoff was higher in October 2011 ( $12\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ) than in September and November of the same year ( $11\,300\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$  and  $10\,200\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$  respectively) (Figure 8a). This may have lowered the inflowing water density and induced the shallower renewal observed in October. However, the monthly runoff was in constant decrease from April to July 2012 (Figure 8a), suggesting that other parameters were probably responsible for the presence of sub-surface renewals and for the salinity changes associated with the alternance of sub-surface and intermediate renewals during this period (Figure 9 #3d, 2b, 3e, 3f and 2c). Nonetheless, the interpretation of the St. Lawrence discharge influence has to be taken with a grain of salt as the monthly averages hide higher frequency variations. The Saguenay runoff variation does not seem to explain any variations in the fjord circulation (Figure 8b).

At even smaller time scales, the tides also play an important role in the salinity variation at the sill. The salinity of the waters present at the sill can vary by 2 to 4  $\text{g kg}^{-1}$  within a single semi-diurnal cycle, with maximum salinity and maximum temperature present around high tide (Figure 10). The salinity difference between tidal phases is sufficient to considerably change the depth of intrusions. This high salinity variation may explain why both sub-surface and deep cold water renewals were observed in March 2012 and 2013 in the outer basin (Figure 6).

## 1.7 Conclusion

Our results support the hypotheses of [Bourgault et al. \(2012\)](#) concerning the timing and origin of the deep (winter) and intermediate (summer) renewals. However, the occurrence of a sudden circulation shift in winter and the presence of sub-surface renewals are new contributions to the understanding of the renewal dynamics in the Saguenay fjord.

It has been known for decades, and this study provides new supporting evidence, that the complexity of the fjord renewals and inner circulation is strongly dependent on the St. Lawrence Estuary dynamics. The seasonal variability of the salinity of the waters present at the sill, itself likely controlled by the seasonality of the St. Lawrence estuarine circulation, largely controls the renewal dynamics.

Based on the new information presented in this study, a synthesis figure was produced to illustrate in a simplified manner the main renewal regimes that occur during a year (Figure 14). The first panel represents the deep renewals occurring in fall and early winter. It is suggested that such dense water inflows displace the resident intermediate waters upward, toward the return current. This mechanism may explain the warm pocket of water found at the head of the fjord in winter (Figure 14).

Then, in the heart of winter, an abrupt shift occurs in the renewal circulation and the inflowing waters start to renew the inner basin at sub-surface depths. It is believed that these intrusions displace the resident waters downward, replacing the first 100 m of the water column (Figure 14).

Finally, in summer, intermediate renewals start to occur, bringing warmer waters inside the inner basin, and probably trapping the cold water from sub-surface renewals at the head of the fjord (Figure 14). As the T-S properties of the water near the sill show an inter-annual variability (Figure 13), the succession of the three renewal regimes inside the fjord may also show an inter-annual variability in regard to their beginning time and duration.

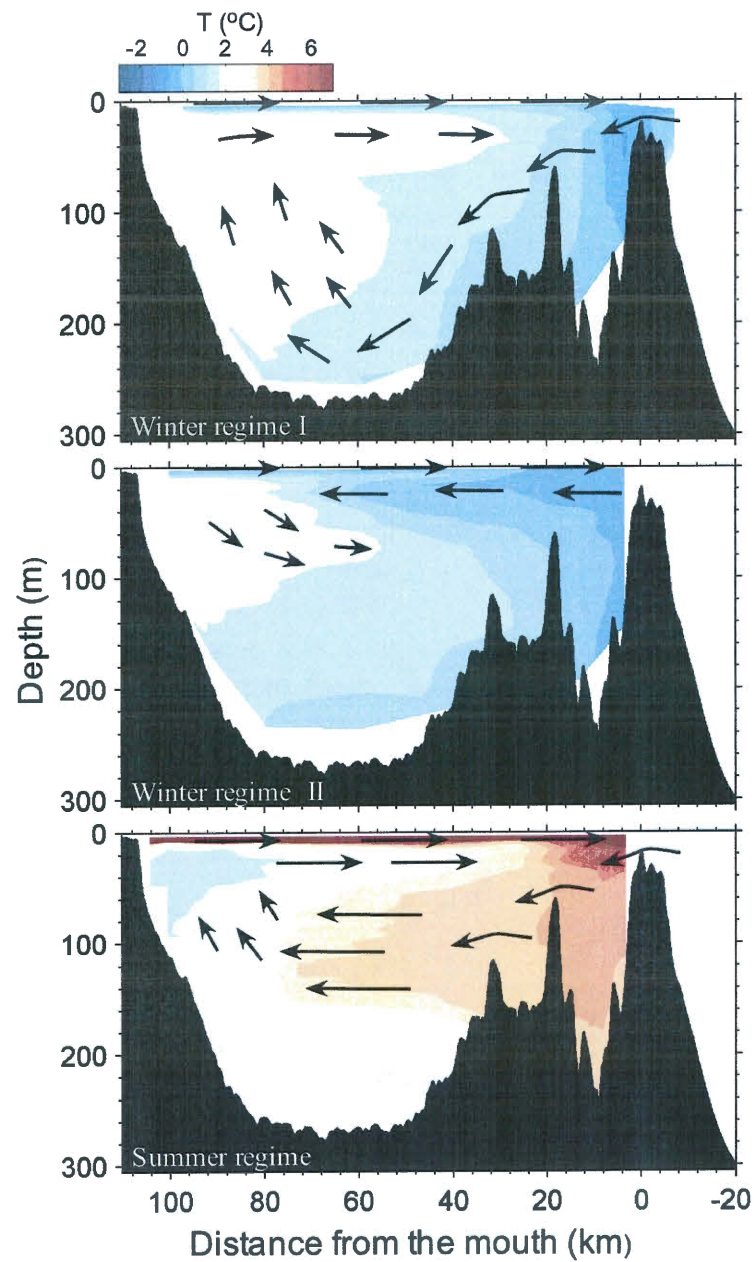


Figure 14: Schematic synthesis of the 3 types of renewal regimes in the Saguenay fjord; deep renewals during fall and early winter (first panel), sub-surface renewals at the heart of winter (second panel) and intermediate renewals during summer (third panel).

Now that we have a better understanding of the fjord large scale dynamics, we have to be aware of the Saguenay vulnerability to drifting contaminants. TransCanada, an energy infrastructure company, wishes to develop an oil port in the St. Lawrence Estuary to export Albertan oil. They targeted Cacouna, a city on the south shore of the Estuary, not too far from the entrance of the fjord. A report on oil spill scenarios, made by Eastern Canada Response Corporation (ECRC) in July 2014, presents two different scenarios, both occurring in March (ECRC, 2014). The first one is a spill from the port of Gros-Cacounan and the second one is from a ship off Ile Rouge, in the middle of the Estuary, close to the shallow sill. Based on the trajectory analysis provided by the project leader, Énergie Est, the report says that, in both scenarios, the touched area would be the South shore of the St. Lawrence Estuary. Énergie Est concluded that five days after a spill of 20 000 tons off Ile Rouge, 60 to 90 km of the South shore would be affected. They detailed their cleaning strategy based on the fact that the oil would be stuck near the shore as the trade winds and the currents would confine the oil in this region. ECRC did not consider the possibility of the polluted waters to be forced toward the Gulf or toward the North shore.

There is a probability that the oil would be directed toward the South shore, but what if the wind blows in another direction that day? Or what if a gyre brings the oil toward the North shore? Very little information is available about the oil spill trajectory model used by Énergie Est such that it is difficult to evaluate the realisms of those conclusions. The possibility that the spilled oil may reach the fjord shallow sill and be transported at different depths inside the fjord by renewal inflows cannot be ruled out at this point. More study has to be done to better understand the consequences of an accident of this magnitude.

## 1.8 Acknowledgments

This work was funded by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada, the Canada Foundation for Innovation and Fisheries and Oceans Canada. The authors gratefully acknowledge Québec-Océan for its scientific support. We are thankful to Sylvain Blondeau (Québec-Océan), Rémi Desmarais (IML) and Gilles Desmeules (ISMER) for the preparation, deployment, and recovery of the moorings. We are grateful to Nadia Ménard (Saguenay-St. Lawrence Marine Park) for the transect data she shared with us. Thanks to Pascal Guillot (Québec-Océan) for the data quality control and finally many thanks to Claude Bélanger who accepted that we publish a synthesis figure of his simulations.

## CONCLUSION GÉNÉRALE

En plus d'apporter des précisions sur la circulation du Saguenay, les résultats de cette maîtrise ont permis d'estimer un temps de renouvellement des eaux du bassin interne. La colonne d'eau au centre du bassin est renouvelée en une période maximale de 2 mois, tandis que la région en amont à la tête du fjord l'est au maximum en 6 mois.

Tel qu'illustré à la Figure 14, le fjord possède 3 grands régimes de renouvellement qui se succèdent selon les saisons et qui présentent une grande variabilité inter-annuelle en ce qui a trait à leur durée et leur date de commencement. En automne et au début de l'hiver, la circulation estuarienne du Saint-Laurent favorise l'advection des eaux profondes, chaudes et salines, vers le seuil favorisant des renouvellements plus denses qui plongent au fond du bassin interne du Saguenay. Lorsque l'advection des eaux de surface du Golfe du Saint-Laurent vers l'estuaire s'intensifie, la circulation estuarienne devient plus importante dans les deux premières couches de la colonne d'eau et des eaux froides, mais moins denses, sont disponibles pour renouveler le Saguenay. Ces eaux, étant moins denses que les eaux qui se trouvaient préalablement dans le fjord, vont s'introduire juste en-dessous de la thermohalocline. Cela explique le changement abrupt que l'on voit dans la circulation du fjord au coeur de l'hiver. Finalement, en été, le fjord se renouvèle au niveau des eaux intermédiaires.

### Limites du projet

Malheureusement, n'ayant pas de données disponibles au seuil, nous n'avons pu confirmer l'hypothèse de Bélanger (2003) sur l'effet que les vents peuvent avoir, en saison estivale, sur la densité des eaux qui entrent dans le fjord. Sans avoir les observations de température et de salinité au seuil, il est très difficile de comprendre la réaction de cause à effet entre les observations de vent au-dessus du Saint-Laurent et les renouvellements observés 70 km plus en amont dans le fjord. Ces données au seuil auraient également pu être utiles pour ob-

server simultanément le gradient de salinité au seuil induit par la circulation estuarienne du Saint-Laurent et le changement de régime de circulation dans le bassin interne.

### **Travaux à venir**

Il reste encore plusieurs questions non résolues sur lesquelles il serait pertinent de se pencher. Les données dont nous nous sommes servies lors de ce projet gagneraient à être exploitées plus en profondeur. Il serait intéressant d'étudier les renouvellements inverses, renouvellements provenant des bassins plus en amont vers les bassins plus en aval. Des études antécédentes ont montré, à l'aide de simulations numériques, la possibilité de voir ce processus dans le fjord du Saguenay (Stacey et Gratton, 2001; Bélanger, 2003). Cependant, cette théorie n'a encore jamais été vérifiée avec des mesures sur le terrain.

De plus, les processus turbulents du bassin interne pourraient être une suite intéressante à ce projet. Nous savons que les renouvellements profonds ont la possibilité de se produire chaque année et que cela est dû à la présence de mélange à même les profondeurs du bassin interne. Ces turbulences diminuent la densité des eaux profondes et permettent à des eaux nouvelles de plonger dans le bassin interne l'année suivante.

## RÉFÉRENCES

- Allen, G., Simpson, J., 1998. Deep water inflows to Upper Loch Linnhe. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 47, 487–498.
- Baschek, B., Jenkins, W.J., 2009. Gas ventilation of the Saguenay fjord by an energetic tidal front. *Atmosphere-Ocean* 47, 308–318.
- Bélanger, C., 2003. Observation and modelling of a renewal event in the Saguenay Fjord. Ph.D. thesis. Université du Québec à Rimouski. Rimouski, Québec. 235 pp.
- Bourgault, D., Galbraith, P.S., Winkler, G., 2012. Exploratory observations of winter oceanographic conditions in the saguenay fjord. *Atmosphere-Ocean* 50, 17–30.
- Chassé, R., Côté, R., 1991. Aspects of winter primary production in the upstream section of Saguenay fjord. *Hydrobiologia* 215, 251–260.
- Cottier, F., Nilsen, F., Skogseth, R., Tverberg, V., Skarohamar, J., Svendsen, H., 2010. Arctic fjords: a review of the oceanographic environment and dominant physical processes. Geological Society, London, Special Publications 344, 35–50.
- Cyr, F., Bourgault, D., Galbraith, P.S., Gosselin, M., 2015. Turbulent nitrate fluxes in the Lower St. Lawrence Estuary, Canada. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 120.
- Drainville, G., 1968. Le fjord du Saguenay: I. Contribution à l'océanographie. *Le Naturaliste Canadien* 95, 809–855.
- ECRC, 2014. Scénarios de déversement en milieu marin - Terminal maritime de Cacouna d'Énergie Est et l'Île Rouge. Technical Report.
- Environment Canada, 2014. Climate - daily data report. URL: [http://climate.weather.gc.ca/climateData/dailydata\\_e.html?timeframe=2&Prov=QUE&StationID=8674&hly](http://climate.weather.gc.ca/climateData/dailydata_e.html?timeframe=2&Prov=QUE&StationID=8674&hly). Consulted on 15 January 2014.
- Farmer, D.M., Denton, R.A., 1985. Hydraulic control of flow over the sill in observatory inlet. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 90, 9051–9068.
- Farmer, D.M., Freeland, H.J., 1983. The physical oceanography of fjords. *Progress in Oceanography* 12, 147–219.
- Ferentinos, G., Papatheodorou, G., Geraga, M., Iatrou, M., Fakiris, E., Christodoulou, D., Dimitriou, E., Koutsikopoulos, C., 2010. Fjord water circulation patterns and dysoxic/anoxic conditions in a mediterranean semi-enclosed embayment in the Amvrakikos Gulf, Greece. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 88, 473–481.



- Filipsson, H.L., Nordberg, K., 2004. Climate variations, an overlooked factor influencing the recent marine environment. an example from Gullmar fjord, Sweden, illustrated by benthic foraminifera and hydrographic data. *Estuaries* 27, 867–881.
- Fisheries and Oceans Canada, 2013. Canadian tides and water levels data archive - Port-Alfred. URL: <http://www.isdm-gdsi.gc.ca/isdm-gdsi/twl-mne/inventory-inventaire/interval-intervalle-fra.asp?user=isdmgdsi&region=LAU&tst=1&no=3460>. Consulted on 27 May 2013.
- Galbraith, P.S., 2006. Winter water masses in the Gulf of St. Lawrence. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 111, 23 pp.
- Galbraith, P.S., Chassé, J., Gilbert, D., Larouche, P., Caverhill, C., Lefaivre, D., Brickman, D., Pettigrew, B., Devine, L., Lafleur, C., 2014. Physical oceanographic conditions in the Gulf of St. Lawrence in 2013. Technical Report. Maurice-Lamontagne Institute. Mont-Joli, Québec.
- Galbraith, P.S., Larouche, P., Chassé, J., Petrie, B., 2012. Sea-surface temperature in relation to air temperature in the Gulf of St. Lawrence: Interdecadal variability and long term trends. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 77, 10–20.
- Geyer, W., Cannon, G., 1982. Sill processes related to deep water renewal in a fjord. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 87, 7985–7996.
- Gillibrand, P., Turrell, W., Moore, D., Adams, R., 1996. Bottom water stagnation and oxygen depletion in a Scottish sea loch. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 43, 217–235.
- Guillot, P., 2011. Rapport de traitement des données de l'ADCP RDI 0333 du mouillage SAGWIN01-2011. Technical Report. Draft version. Québec-Océan, Université Laval. Québec, Québec.
- Inall, M., Gillibrand, P., 2010. The physics of mid-latitude fjords: a review. *Geological Society, London, Special Publications* 344, 17–33.
- Janes, D.C., 2008. Sill processes in the Saguenay Fjord. Master's thesis. Memorial University. St. John's, Newfoundland. 79 pp.
- Lavoie, D., Simard, Y., Saucier, F.J., 2000. Aggregation and dispersion of krill at channel heads and shelf edges: the dynamics in the Saguenay-St. Lawrence Marine Park. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 57, 1853–1869.
- Locat, J., Levesque, C., 2009. Le fjord du Saguenay: une physiographie et un registre exceptionnels. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science* 22, 135–157.
- Loucks, R.H., Smith-Sinclair, R.E., 1975. The physical oceanography of the Saguenay Fjord. Technical Report. Bedford Institute of Oceanography. Halifax, Nova Scotia.

- Nordberg, K., Filipsson, H.L., Gustafsson, M., Harland, R., Roos, P., 2001. Climate, hydrographic variations and marine benthic hypoxia in Koljö fjord, Sweden. *Journal of Sea Research* 46, 187–200.
- Pawlowicz, R., Baldwin, S.A., Muttray, A., Schmidtova, J., Laval, B., Lamont, G., 2007. Physical, chemical, and microbial regimes in an anoxic fjord (Nitinat Lake). *Limnology and Oceanography* 52, 1002–1017.
- Saucier, F.J., Chassé, J., 2000. Tidal circulation and buoyancy effects in the St. Lawrence Estuary. *Atmosphere-Ocean* 38, 505–556.
- Saucier, F.J., Roy, F., Senneville, S., Smith, G., Lefaivre, D., Zakardjian, B., Dumais, J.F., 2009. Modélisation de la circulation dans l'Estuaire et le Golfe du Saint-Laurent en réponse aux variations du débit d'eau douce et des vents. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science* 22, 159–176.
- Schafer, C., Smith, J., Côté, R., 1990. The Saguenay fjord: A majortributary to the St. Lawrence Estuary, in: El-Sabh, M.I., Silverberg, N. (Eds.), *Oceanography of a Large-Scale Estuarine System, the St. Lawrence*. Springer. volume 39 of *Coastal and Estuarine Studies*, pp. 378–420.
- Seibert, G., Trites, R., Reid, S., 1979. Deepwater exchange processes in the Saguenay fjord. *Journal of the Fisheries Board of Canada* 36, 42–53.
- Smith, G., Saucier, F., Straub, D., 2006. Response of the lower St. Lawrence Estuary to external forcing in winter. *Journal of Physical Oceanography* 36, 1485–1501.
- Stacey, M.W., Gratton, Y., 2001. The energetics and tidally induced reverse renewal in a two-silled fjord. *Journal of Physical Oceanography* 31, 1599–1615.
- Sundby, B., Loring, D.H., 1978. Geochemistry of suspended particulate matter in the Saguenay fjord. *Canadian Journal of Earth Sciences* 15, 1002–1011.
- Taylor, G.B., 1975. Saguenay River sections from fifteen cruises. Technical Report. Bedford Institute of Oceanography. Halifax, Nova Scotia.
- Therriault, J., De Ladurantaye, R., Ingram, R., 1984. Particulate matter exchange across a fjord sill. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 18, 51–64.
- Therriault, J., Lacroix, G., 1975. Penetration of the deep layer of the Saguenay fjord by surface waters of the St. Lawrence Estuary. *Journal of the Fisheries Board of Canada* 32, 2373–2377.
- Xie, H., Aubry, C., Bélanger, S., Song, G., 2012. The dynamics of absorption coefficients of cdom and particles in the St. Lawrence estuarine system: Biogeochemical and physical implications. *Marine Chemistry* 128, 44–56.



## ANNEXE A

### ANSE-SAINT-JEAN

Comme mentionné préalablement, nous avons rencontré quelques difficultés avec le mouillage A1. Puisque ce mouillage a été déployé à partir d'un camp de glace avec des infrastructures limitées, l'équipement de flottabilité nécessaire à la stabilité du mouillage n'était pas suffisant. Par conséquent, le mouillage a oscillé de façon importante et certains instruments ont effectué de grandes excursions verticales de l'ordre de 50 m suivant les marées. De plus, à cause de certains problèmes de configuration, 3 des 4 sondes CTD n'ont pas fonctionné lors de leur séjour en mer. Toutefois, la sonde CTD la moins profonde de la colonne d'eau a fonctionné et les excursions verticales ont permis de s'en servir comme d'un profileur (Figure 15).

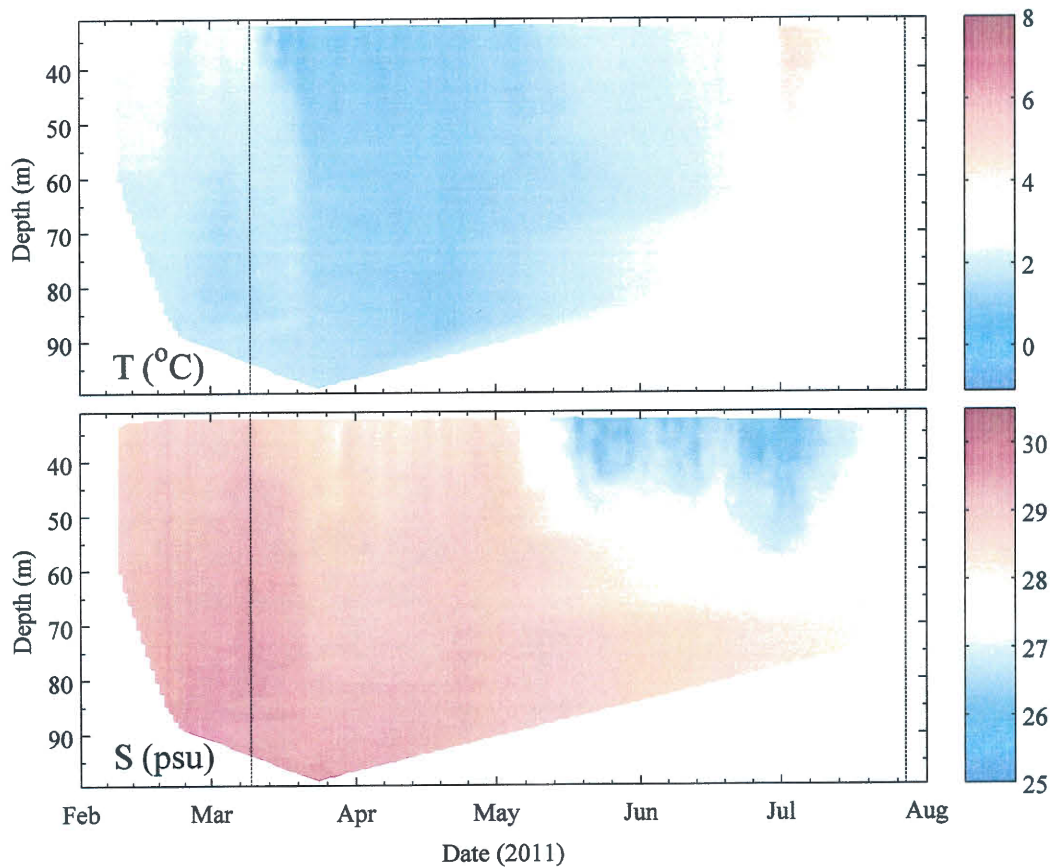


FIGURE 15: Champ de température (premier panneau) et de salinité (deuxième panneau) de la sonde RBR du mouillage A1, près de Anse-Saint-Jean.

Une autre difficulté est survenue et a compromis l'utilisation des données de courants pour ce projet de maîtrise. En effet, la circulation résiduelle observée a été plus difficile à interpréter qu'on ne s'y attendait. Les courants ne varient presque pas sur la série temporelle et ne sont pas orientés le long de l'axe du fjord (Figure 16). Une figure plus simplifiée (Figure 17) montre que les courants de fond (125 à 240 m) sont orientés nord-est, soit presque perpendiculaire à l'axe principal du fjord et que les courants supérieurs (10 à 125 m de profondeur) ont une composante est très forte qui se rapproche de l'axe du fjord.

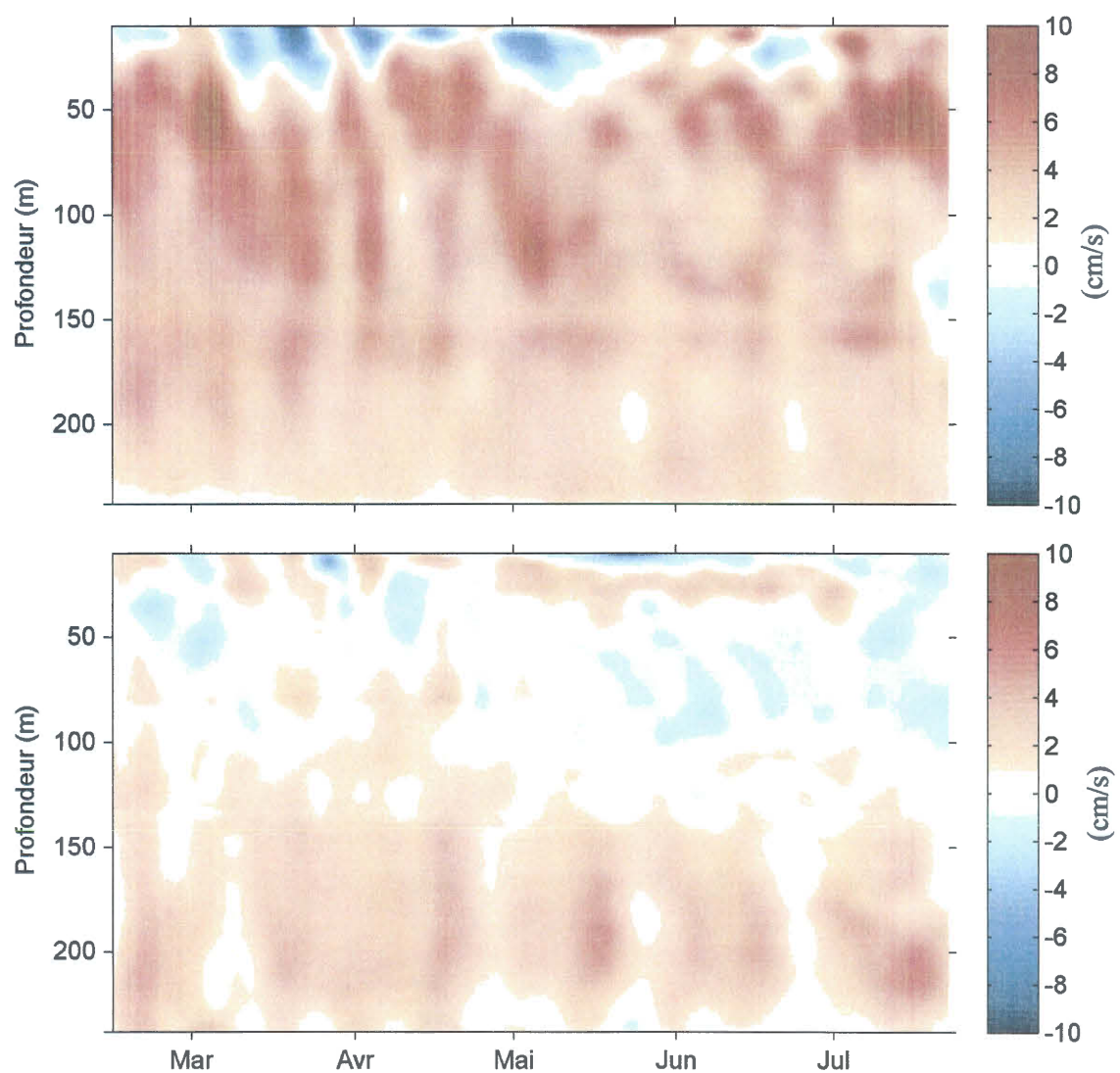


FIGURE 16: Série temporelle de la composante est-ouest des courants filtrés pour obtenir le cycle saisonnier. Les courants positifs correspondent à la direction est (premier panneau). Série temporelle de la composante nord-sud des courants filtrés pour obtenir le cycle saisonnier (deuxième panneau). Les courants positifs correspondent à la direction nord.

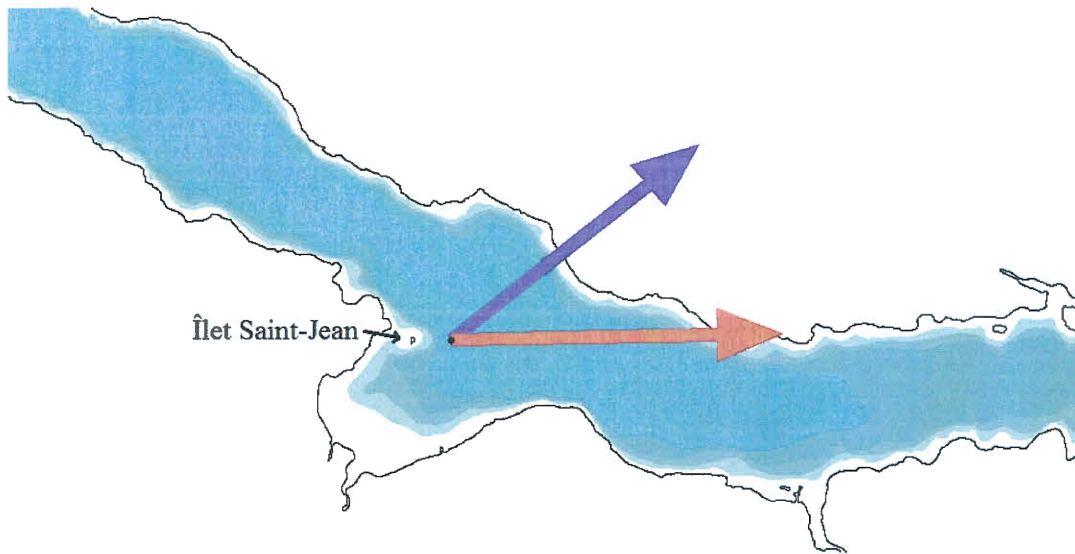


FIGURE 17: Représentation simplifiée de l'orientation des courants au mouillage A1. Le vecteur rouge correspond à la moyenne des courants entre 10 et 125 m de profondeur pour toute la durée de la série temporelle. Le vecteur mauve correspond à la moyenne des courants entre 125 et 240 m de profondeur pour toute la durée de la série temporelle.

Notre hypothèse concernant ces résultats plutôt surprenants est que le mouillage a été déployé trop près de l'îlet Saint-Jean, petite île au nord de l'anse (Figure 17). La bathymétrie à l'est de l'îlet présente une prolongation du relief sous-marin (Figure 18) et nous pensons que les courants y sont déviés. Ne pouvant interpréter ces résultats que difficilement, nous avons pris la décision de nous concentrer sur le mouillage B1, plus en amont du fjord, pour l'étude des renouvellements. Il est tout de même pertinent de mentionner que ces données sont archivées et tout de même valables en autant qu'elles soient analysées avec beaucoup de précaution. Elles ont été écartées de cette étude de maîtrise par manque de temps mais demeurent accessibles dans le SGDO de l'ISMER et dans celui du MPO pour des études ultérieures.

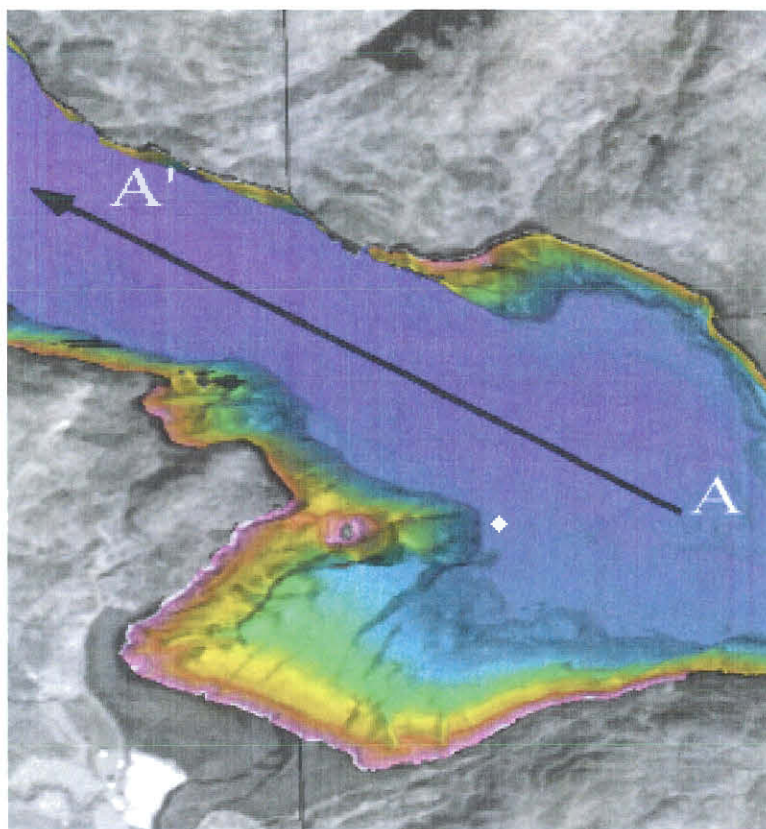


FIGURE 18: Représentation 3D de la bathymétrie à Anse-Saint-Jean. The white diamond is the approximate location of the mooring. (agrandissement et modification de la Figure 6 de [Locat et Levesque, 2009](#))



